Commission géologique du Canada

Géologie du Canada n° 2

GÉOLOGIE DE LA MARGE CONTINENTALE DE L'EST DU CANADA

Rédacteurs

M.J. Keen

G.L. Williams

1990

Le présent ouvrage constitue le volume I-1 de la série Geology of North America produite par la *Geological Society of America* dans le cadre du projet *Decade of North American Geology.*

© Ministère des Approvisionnements et Services Canada 1990

En vente au Canada par l'entremise des
librairies autorisées et autres libraires
ou par la poste auprès du

Centre d'édition du gouvernement du Canada
Approvisionnements et Services Canada
Ottawa, Canada K1A 0S9

et des

Bureaux de la Commission géologique du Canada :

601, rue Booth
Ottawa, Canada K1A 0E8

3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta T2L 2A7

100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia V6B 1R8

Des exemplaires de cette publication sont également
déposés dans diverses bibliothèques publiques du Canada

Cat. No. M40-49/2F
ISBN 0-660-92543-5

Prix sujet à changement sans préavis

Imprimé au Canada

This publication is also available in English

Révision scientifique
A. Mauviel

Révision technique
B. Couture
P. Côté

Traduction
Bureau de la traduction, Secrétariat d'État
Traducteurs principaux : N. Lemieux
J. Kingsley
M. Veyrat

Conception et mise en page
M.J. Kiel

Cartographie
Section de la cartographie, CGC, Ottawa
Unité de la cartographie et du dessin, Centre géoscientifique de l'Atlantique, Dartmouth
Unité de la conception graphique, Institut océanographique Bedford, Dartmouth

Page couverture
Le navire CSS HUDSON au cours d'un levé géologique et géophysique dans un fjord le long de la côte sud-est de l'île de Baffin. Photo de R. Bélanger, Institut océanographique Bedford, Dartmouth.

Imprimé au Canada

91-05566/

PRÉFACE

La série *Geology of North America* a été préparée pour marquer le centenaire de la Geological Society of America. Elle représente l'effort de collaboration de plus de mille personnes appartenant aux milieux universitaires, organismes d'État et fédéraux de nombreux pays, et les efforts de l'industrie en vue de préparer des synthèses qui, dans la mesure du possible, soient à jour et fassent autorité, relativement à la géologie du continent nord-américain et des régions océaniques adjacentes.

Cette série fait partie du projet *Decade of North American Geology* (DNAG), qui inclut aussi la préparation de huit cartes établies à l'échelle de 1/5 000 000 et résumant la géologie, la tectonique, la configuration des anomalies magnétiques et gravimétriques, les champs régionaux de contraintes, les caractéristiques thermiques, la sismicité et la néotectonique de l'Amérique du Nord. Rassemblés, les volumes et cartes de synthèse constituent le premier effort coordonné visant à intégrer toutes les connaissances existantes sur la géologie et la géophysique d'une plaque crustale à l'échelle régionale.

Les résultats du projet DNAG exposent les connaissances acquises au cours des années 80 en matière de géologie et géophysique de l'Amérique du Nord, et indiquent l'orientation des recherches à poursuivre au cours des prochaines décennies.

Depuis sa fondation en 1842, la Commission géologique du Canada a préparé et publié des compilations sur la géologie du Canada. Ce volume représente une partie de la septième synthèse de ce type; en plus de constituer une portion des séries du projet DNAG, il est l'un des neuf volumes composant l'édition la plus récente de la *Géologie du Canada*.

J.O. Wheeler
Rédacteur général des volumes
publiés par la
Commission géologique du Canada

A.R. Palmer
Rédacteur général des volumes
publiés par la
Geological Society of America

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos et remerciements 1

INTRODUCTION

1. Considérations générales 5
2. Tectonique et géophysique régionales 33
3. Biostratigraphie et études connexes 91

GÉOLOGIE RÉGIONALE

4. Géologie du Paléozoïque 147
5. Géologie de la marge continentale du sud-est du Canada 175
6. La marge continentale autour de Terre-Neuve 253
7. Géologie de la plate-forme du Labrador, de la baie de Baffin et du détroit de Davis 311

ÉVOLUTION DE LA MARGE CONTINENTALE

8. Paléo-océanographie de l'Atlantique Nord 377
9. Géodynamique des marges continentales de divergence 419

ÉTUDES SUR LE QUATERNAIRE

10. Géologie du Quaternaire 511
11. Processus sédimentaires actuels 653

RESSOURCES

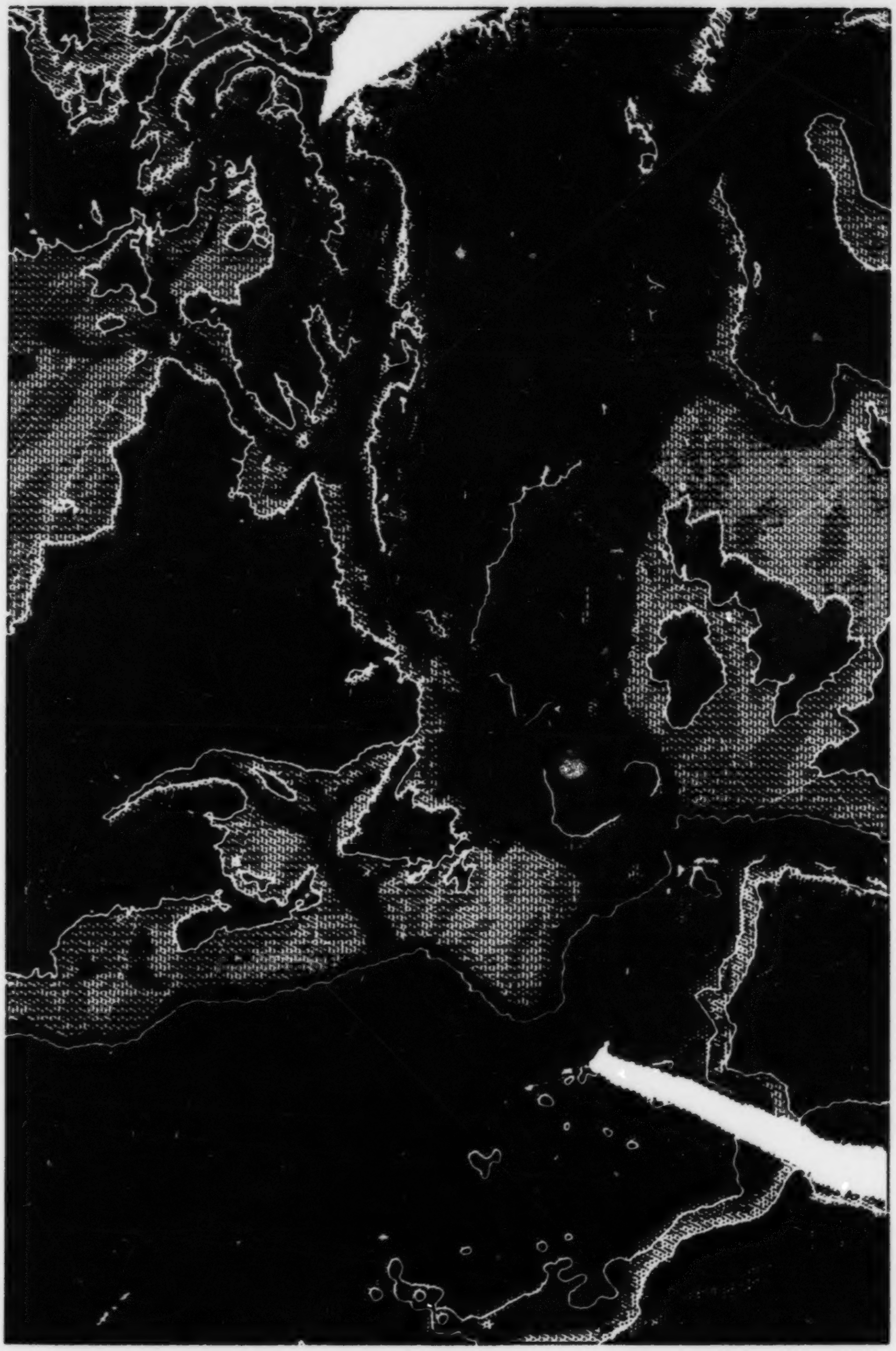
12. Ressources pétrolières 727
13. Ressources minérales 773
14. Obstacles géologiques à la mise en valeur de la marge continentale 797

CONCLUSION

15. Les perspectives des géosciences marines en 1987 887

APPENDICE: Histoire de l'exploration de la marge continentale de l'Est du Canada 893

INDEX 909



Carte estompée d'une reconstitution de l'Atlantique Nord à une époque correspondant au chrone MO (118 Ma, Aptien), en fonction du quadrillage bathymétrique et des données d'élévation provenant du fichier ETOPO5; la source lumineuse est située au nord-ouest. Les régions de couleur bleu foncé montrent où les plaques se recouvrent (et où une distension s'est plus tard produite), les régions claires montrent où elles ne se rencontrent pas (et où a eu lieu une compression ultérieure).

La figure a été compilée par S.P. Srivastava, W.R. Roest et S. Lévesque.

ETOPO5 est un fichier de données numériques accessible par l'intermédiaire du National Geophysical Data Center de Boulder au Colorado

AVANT-PROPOS

La marge continentale de l'Est du Canada s'étend du banc de Georges, 41°N, au détroit de Nares, 80°N; c'est presque la moitié de la distance qui sépare le pôle de l'équateur. Elle offre un exemple de marge passive ou de type « atlantique ». Son évolution géologique comporte au moins deux « cycles de Wilson », le premier ayant donné naissance à l'Océan Iapetus, et le second à l'océan Atlantique actuel et à ses voisins. Elle fait le lien entre l'histoire glaciaire du Canada continental et le développement des bassins océaniques adjacents et, partant, des autres océans de la Terre. Deux de ses bassins, celui de Jeanne d'Arc au large de Terre-Neuve et le bassin Néo-Écossais au large de la Nouvelle-Écosse, renferment des ressources considérables en pétrole et en gaz. En étudiant la géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, nous explorons du même souffle l'évolution de tout l'Atlantique Nord et de l'Arctique, de même que les mécanismes responsables de la formation des hydrocarbures.

La rédaction de ce deuxième volume de la *Géologie du Canada* est en quelque sorte une « histoire de famille », puisque la plupart des gens qui y ont collaboré travaillent ensemble depuis de nombreuses années soit au Centre géoscientifique de l'Atlantique, soit à l'Université Dalhousie. Ce fut une expérience excitante. Il y a vingt ans, il aurait été inconcevable de produire une publication majeure sur la géologie de la marge continentale de l'Est du Canada; en fait, l'édition 1970 de *Geology and Economic Minerals of Canada* (traduite en français sous le titre de *Géologie et ressources minérales du Canada)*, publiée par la Commission géologique du Canada, consacrait à peine quelques pages à l'ensemble du territoire marin du Canada. Si le présent volume est aussi volumineux, c'est en grande partie grâce aux travaux d'exploration pétrolière qui se sont accomplis au large de la côte Est du Canada, au développement de méthodes de plus en plus sophistiquées pour l'acquisition, l'analyse et l'interprétation des données, et au foisonnement des idées scientifiques. L'ouvrage embrasse de nombreux domaines et, d'ailleurs, plusieurs contributions ont été fournies par des équipes de scientifiques. Puisqu'il est question de travail d'équipe, nous prévoyons que la collaboration multidisciplinaire va sans doute prendre de l'importance dans les années à venir, même dans l'hypothèse d'un changement d'orientation de la recherche. Pour bien gérer l'environnement, il faut savoir comment il fonctionne comme système physique; nul doute que les études qui se poursuivront en ce sens feront une large place aux océans et aux marges continentales.

Ailleurs dans ce volume, nous soulignerons l'aide que plusieurs personnes ont apportée à la production de cet ouvrage. Qu'il nous soit seulement permis ici de rendre hommage à des scientifiques qui ont innové et fait oeuvre de pionnier. Certains ont contribué, par leurs recherches, à élargir le cercle des connaissances humaines. D'autres ont eu l'imagination et le courage d'obtenir des concessions au large de la côte Est du Canada, et d'y exécuter des levés et des forages. D'autres, qui voyaient loin, ont lancé des programmes et mis en place des équipements et des services à Halifax et à Dartmouth, en Nouvelle-Écosse. Ainsi, Ronald Hayes a fondé un centre d'océanographie à l'Université Dalhousie en 1960, et Ewart Blanchard a lancé un programme de géophysique. En 1962, William van Steenburgh a fondé l'Institut océanographique Bedford, dont le premier directeur fut Bill English. Plusieurs collaborateurs du présent volume ont bénéficié au fil des ans des travaux de ces éminents scientifiques. Nous espérons que tous ces pionniers jugeront l'ouvrage que nous présentons aujourd'hui à la hauteur de leurs attentes.

Nous présentons ici le deuxième volume de la *Géologie du Canada*. Comme les huit autres volumes, il s'adresse à l'ensemble de la communauté géoscientifique — géologues, géochimistes, géophysiciens, océanographes et étudiants — et se veut d'intérêt général. Nous avons tout mis en oeuvre pour le rendre aussi utile et intéressant que possible. Notre seul regret est de ne pas l'avoir publié plus tôt.

Remerciements

Nous remercions tous ceux et celles qui ont contribué à la production du présent volume, qu'il s'agisse des chercheurs travaillant en mer, sur la glace ou en laboratoire, ou des responsables de la production technique de l'ouvrage.

Nous adressons également des remerciements aux officiers et aux équipages des navires qui ont été employés à la recherche scientifique, comme l'HUDSON, le BAFFIN et le DAWSON, les bateaux de l'Institut océanographique Bedford, ainsi que le SACKVILLE et le KAPUSKASING, deux bâtiments aujourd'hui retirés de la mer. L'Étude du plateau continental polaire a grandement facilité notre tâche dans l'Arctique, et c'est chaleureusement que nous remercions celui qui en fut le directeur durant de nombreuses années, George Hobson. Merci aux pilotes du submersible PISCES IV grâce auquel certains d'entre nous ont eu la chance d'aller exécuter des observations directement sur le fond marin. Nous tenons également à souligner le travail toujours admirable des membres du soutien technique au Centre géoscientifique de l'Atlantique et des préposés attachés à des domaines scientifiques.

Le présent volume est l'aboutissement des efforts soutenus d'un grand nombre d'auteurs, dont la plupart travaillent au Centre géoscientifique de l'Atlantique (CGA). Nous tenons à les remercier de la persévérance dont ils ont fait preuve, en particulier depuis que le gros des chapitres est terminé, c'est-à-dire depuis 1987.

Les cartes à 1/5 000 000 comptent pour beaucoup dans ce volume; nous en sommes redevables à l'excellent travail de Gordon Cameron et Margie Best. Nous les en remercions, tout comme nous rendons hommage aux nombreux collaborateurs qui ont fourni à l'avance l'information cartographique, notamment Paul Hoffman, John Adams, Andy Okulitch et Hank Williams. Le personnel de la Division géophysique de la Commission géologique du Canada a exécuté un travail admirable sur les cartes gravimétriques et magnétiques.

Plusieurs employés de la CGC ont participé à la préparation des manuscrits. Tout le travail de dactylographie a été exécuté par Nelly Koziel, Jane Dawe et Patricia Dennis du Centre géoscientifique de l'Atlantique à Dartmouth, et par le personnel du Centre de traitement de textes à Ottawa; les dessins et illustrations sont l'oeuvre de Gary Cook, Art Cosgrove, Gary Grant, Ken Hale et Francis Kelly de l'Institut océanographique Bedford à Dartmouth, et celle de la Division de l'information géoscientifique à

Ottawa. Margie Best (CGA, Dartmouth) ainsi que Mike Kiel et Peter Griffin (CGC, Ottawa) ont participé de près, par leur aide et leurs conseils, à la rédaction et à l'édition de l'ouvrage. À toutes ces personnes nous adressons nos plus sincères remerciements.

Plusieurs personnes ont soumis le volume à une lecture critique et l'ont bonifié de leurs commentaires utiles et constructifs. Richard Haworth, anciennement du Centre géoscientifique de l'Atlantique et actuellement de la British Geological Survey, a été un collaborateur de la première heure; c'est d'ailleurs lui qui a tracé le plan initial du volume. J.O. Wheeler, le principal rédacteur en chef de *Géologie du Canada*, a relu tous les chapitres du volume.

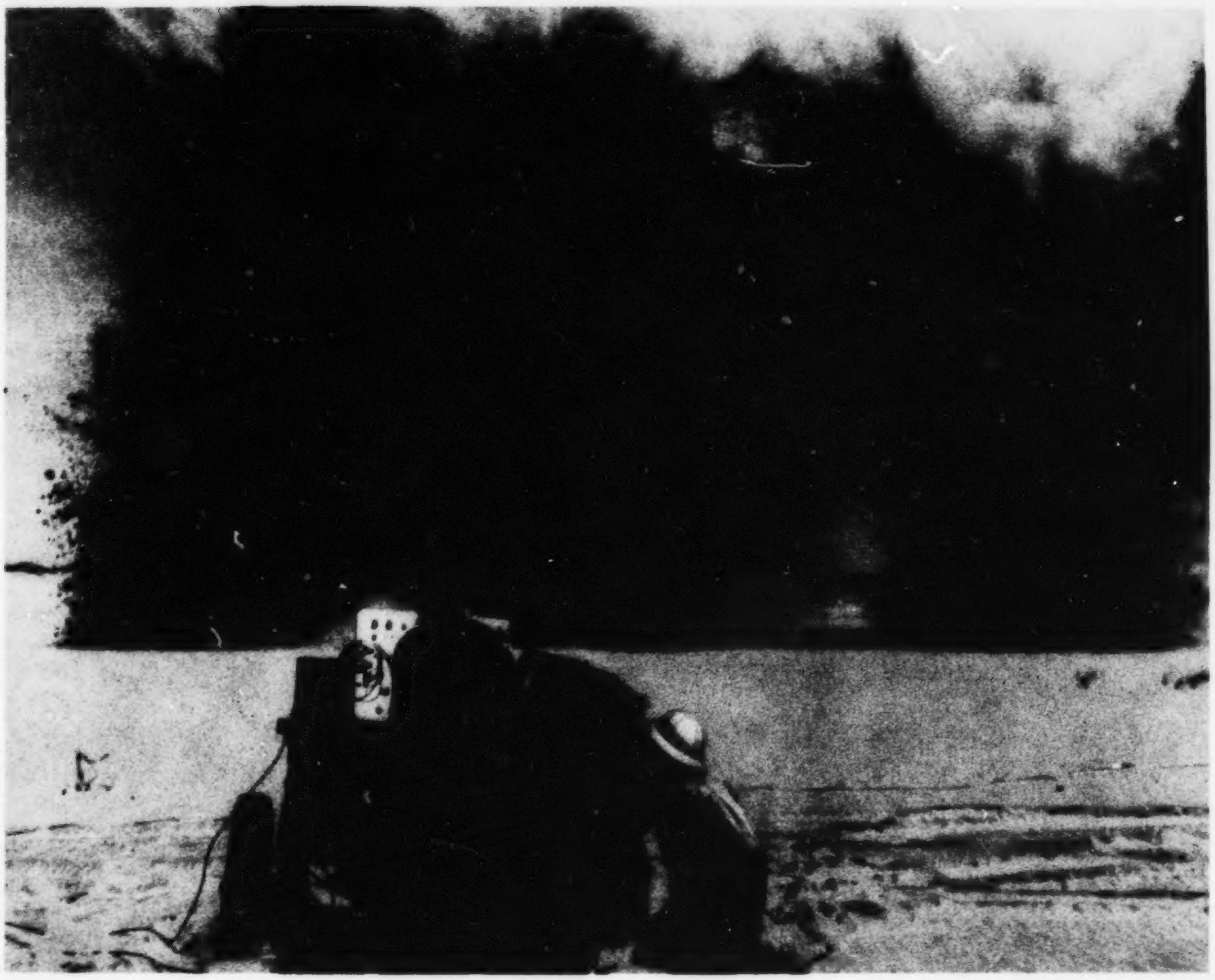
Géologie du Canada est produit et publié par la Commission géologique du Canada, mais il nous faut souligner la contribution financière des personnes et sociétés suivantes à certains aspects de la production du volume sur l'orogène des Appalaches au Canada et au Groenland : Alberta Energy Co. Ltd., Bow Valley Industries Ltd., B.P. Canada Ltd., Canterra Energy Ltd., Norcen Energy Resources Ltd., Petro Canada, Shell Canada Ltd., Westmin Resources Ltd., J.J. Brummer, feu D.R. Derry et R.E. Folinsbee.

Finalement, nous remercions tout particulièrement M. Basil Cooke, professeur émérite de géologie à l'Université Dalhousie, ami et collègue de plusieurs collaborateurs du présent volume. Il a été notre critique le plus sévère; il a lu tous les manuscrits et nous a fait d'innombrables suggestions utiles.

Le présent volume a été traduit de l'anglais par le Bureau de la traduction du Secrétariat d'État, sous la direction de N. Lemieux, assisté de J. Kingsley et M. Veyrat. A. Mauviel de l'Université du Québec à Rimouski, assistée de M. Sala et B. Long, a assuré la révision scientifique de la version française du volume, tandis que B. Couture et P. Côté de la Division de l'information géoscientifique (Commission géologique du Canada) en ont été les réviseurs techniques.

M.J. Keen et G.L. Williams
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
Dartmouth, Nouvelle-Écosse

INTRODUCTION



Travaux sismiques initiaux effectués par l'équipe 412 de la Geophysical Services Inc. dans l'île de Sable, pour le compte de la société Mobil Oil pendant le premier levé de sismique-réflexion réalisé au cours de l'été 1960 dans l'île de Sable. Photo de Maurice Crosby, Halifax, Nouvelle-Écosse.

Chapitre 1

CONSIDÉRATIONS GÉNERALES

Introduction

Exploration de la marge continentale

Recherches en mer
- Méthode
- Navigation

Morphologie
- Mesure de la profondeur
- Évolution géomorphologique

La lithosphère
- Types de données
- Structure actuelle de la lithosphère

Bassins sédimentaires
- Types et sources de données
- Bassins sédimentaires actuels

Sédiments de surface
- Cartographie
- Propriétés mécaniques
- Étude des zones côtières
- Processus en mer profonde
- Sédiments quaternaires et processus actuels

Remerciements

Références

Chapitre 1

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

M.J. Keen et D.J.W. Piper

avec la participation de J.S. Bell et de K. Moran

INTRODUCTION

L'analyse de la marge continentale de l'Est du Canada et du fond de ses mers bordières (fig. 1-1) permet de reconstituer la formation de l'Atlantique Nord au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque et de déterminer les liens entre les roches précambriennes et paléozoïques de cette région et celles des continents opposés. L'Est du Canada occupait le centre d'un supercontinent, la Pangée, lorsque commença à se former l'Atlantique Nord, il y a de cela quelque 200 millions d'années, disloquant l'orogène appalachien-calédonien. Ainsi s'amorça la première partie d'un « cycle de Wilson » d'ouverture et de fermeture d'un océan qui s'était déjà produit une fois dans l'histoire des Appalaches lors de la création et de la disparition de l'Océan Iapetus. L'ouverture de l'Atlantique Nord a eu lieu de façon intermittente du sud au nord pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque, comme en témoignent les séquences sédimentaires des marges (y compris celles de l'Est du Canada), pour aboutir à l'océan Arctique. C'est pourquoi les phénomènes océanographiques et l'expansion du fond océanique observés au large de l'Est du Canada ont été associés à des phénomènes survenus dans l'Arctique (au nord) et dans le centre de l'Atlantique (au sud), ainsi qu'à ceux qui ont affecté les marges conjuguées de l'Afrique occidentale, de l'Europe et du Groenland (chapitres 2 et 8). La marge de l'Est du Canada est un exemple classique de marge continentale passive du type atlantique.

La dislocation initiale qui a donné naissance à l'Atlantique Nord a été conditionnée, du moins en partie, par la texture de la croûte dans laquelle le rift s'est formé. Dans l'Est du Canada, cette croûte comprend les Appalaches, au sud, et le Bouclier canadien, au nord. On peut observer l'effet de cet événement sur la marge méridionale des Grands Bancs où le décalage de la marge actuelle est le reflet du décalage produit anciennement à l'échancrure du Saint-Laurent, dans les Appalaches. Le décalage observé dans la marge, à l'endroit où se trouve la zone de fracture de Cartwright, et le front précambrien du Grenville sur le continent sont colinéaires (fig. 1-2). Les failles bordant les bassins sédimentaires au sein de cette croûte se prolongent peut-être à travers la croûte, mais le mécanisme de dislocation initiale n'a pas encore été élucidé.

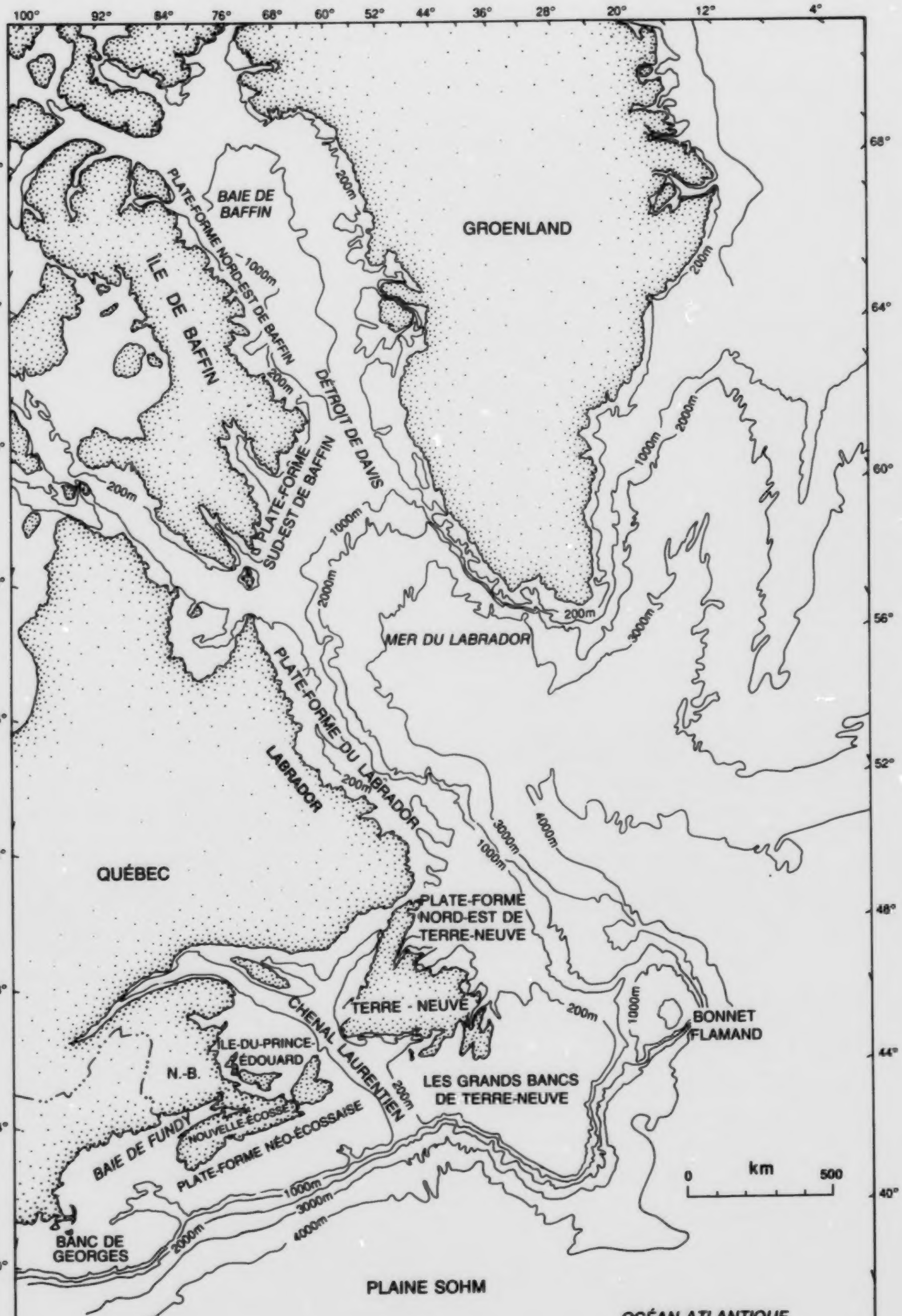
Keen, M.J. et Piper, D.J.W.
1990 : Considérations générales; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 1, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

Les bassins sédimentaires au large de la côte Est du Canada font partie d'un système de bassins allant du sud-est des État-Unis jusqu'au nord de la baie de Baffin (chapitres 5, 6 et 7). Ils se sont formés en même temps que le rifting mésozoïque et cénozoïque et pendant l'expansion du fond océanique.

Les sédiments du bassin de Jeanne d'Arc, à l'est de Terre-Neuve, mesurent plus de 20 km d'épaisseur, et ceux du bassin Néo-Écossais, de 15 à 20 km d'épaisseur (carte 1707A, en pochette). Du pétrole et du gaz ont été découverts dans certains bassins situés au large de la côte Est du Canada. Le champ Hibernia, dans le bassin de Jeanne d'Arc, est l'un des plus grands champs pétroliers du monde, avec des réserves variant entre 103 et 143 millions de mètres cubes de pétrole (de 650 à 900 millions de barils).

Au sud, les océans baignant l'Antarctique ont commencé à se refroidir de façon significative vers 40 Ma. Dans l'Antarctique, les glaciations ont débuté à l'Oligocène, pour s'intensifier au Miocène moyen (chapitre 10). Les effets du refroidissement dans l'hémisphère nord ont commencé à se manifester sur le continent il y a 10 Ma environ, avec la formation de glaciers en Alaska et l'apparition de flore subarctique en Islande. L'Inlandsis laurentidien, qui a recouvert une grande partie du Canada et du nord des États-Unis à l'est de la Cordillère, a été la nappe glaciaire la plus étendue dans l'hémisphère nord, causée peut-être par le déplacement d'air humide vers les hautes latitudes au-dessus de la mer du Labrador. Les eaux de fonte de l'Inlandsis laurentidien ne pouvaient s'écouler que par quelques rares corridors : par le fleuve MacKenzie vers l'océan Arctique; par les principaux exutoires des Grands Lacs, le Mississippi qui se jette dans le golfe du Mexique et le Saint-Laurent, dans l'Atlantique; et par le détroit d'Hudson vers la mer du Labrador. Il est donc important de connaître l'histoire quaternaire de la marge continentale de l'Est du Canada pour reconstituer la déglaciation de l'Amérique du Nord. Les glaces de dérive, glaces de mer ou icebergs qui ont été les premiers à se détacher des inlandsis du Groenland ou laurentidien, ont laissé des traces dans des sédiments de 4 Ma environ dans l'océan Arctique et de 3 Ma environ dans la mer du Labrador et la baie de Baffin (chapitre 10).

Deux paramètres importants ont influé sur les processus qui ont sculpté la marge depuis la déglaciation. Ce sont le climat et les variations du niveau marin (Dawson, 1868). Les processus géologiques marins sur la plate-forme continentale sont principalement régis au sud par les vagues



GROENLAND
BAIE DE BAFFIN
PLATE-FORME NORD-EST DE BAFFIN
ÎLE DE BAFFIN
DÉTROIT DE DAVIS
PLATE-FORME SUD-EST DE BAFFIN
MER DU LABRADOR
PLATE-FORME DU LABRADOR
LABRADOR
QUÉBEC
PLATE-FORME NORD-EST DE TERRE-NEUVE
TERRE - NEUVE
CHENAL LAURENTIEN
ÎLE-DU-PRINCE-ÉDOUARD
N.-B.
NOUVELLE-ÉCOSSE
BAIE DE FUNDY
PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
LES GRANDS BANCS DE TERRE-NEUVE
BONNET FLAMAND
BANC DE GEORGES
PLAINE SOHM
OCÉAN ATLANTIQUE
km
0
500
CGC

et les courants, tandis qu'au nord, ils sont surtout conditionnés par la glace et d'autres facteurs liés à un climat froid, notamment le pergélisol sur le continent, l'affouillement et le transport glaciels des sédiments au large des côtes. Les plates-formes dans le sud sont relativement peu profondes, et les hausses du niveau marin au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène, après la déglaciation, ont submergé par transgression une plate-forme exposée. Dans le nord, les plates-formes sont plus profondes et, dans la plupart des cas, elles n'ont pas été exposées à une érosion subaérienne depuis au moins le Tertiaire.

Dans le cadre d'une planification appropriée de la mise en valeur des ressources dans les régions côtières et extracôtières, il faut tenir compte des sédiments de surface présents et des processus sédimentaires actuels. L'extraction d'agrégats dans les plages pour la construction de certains ouvrages ne peut pas être faite de façon inconsidérée. La mise en valeur nécessaire des ressources créera donc des problèmes environnementaux, et inversement, l'environnement risque de perturber cette mise en valeur : l'affouillement par les icebergs constitue un danger pour les pipelines et pour le forage de puits sur le fond océanique (chapitres 10, 13 et 14).

Les principales plates-formes sont notamment, du sud vers le nord : le banc de Georges, la plate-forme Néo-Écossaise, les Grands Bancs de Terre-Neuve, la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, la plate-forme du Labrador et les plates-formes sud-est et nord-est de Baffin (fig. 1-1).

La plate-forme Néo-Écossaise, située au sud-est de la Nouvelle-Écosse, mesure environ 750 km de longueur et entre 128 et 224 km de largeur. Elle couvre une superficie d'environ 960 000 km^2. À la fin de 1987, plus de 115 puits avaient été forés sur la plate-forme, donnant lieu à la découverte de plusieurs gisements importants de gaz et d'un gisement de pétrole. Les Grands Bancs de Terre-Neuve sont situés au sud et à l'est de Terre-Neuve et sont séparés de la plate-forme Néo-Écossaise par le chenal Laurentien. Les Grands Bancs mesurent jusqu'à 720 km de longueur, 480 km de largeur et quelque 180 000 km^2 de superficie. L'exploration dans ce domaine a été axée sur le bassin de Jeanne d'Arc (carte 1706A en pochette) où plusieurs gisements importants de pétrole et de gaz ont été découverts. Comme son nom l'indique, la plate-forme nord-est de Terre-Neuve s'étend au nord-est de Terre-Neuve. C'est une plate-forme allongée, relativement étroite, d'une superficie d'environ 120 000 km^2. Les travaux d'exploration y ont été intermittents, sans découvertes importantes. La plate-forme du Labrador correspond à la marge occidentale de la mer du Labrador. Avec une superficie de 140 800 km^2 et une largeur de 320 km, la plate-forme du Labrador s'étend de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve jusqu'au détroit d'Hudson (environ 1 100 km vers le nord). La plate-forme sud-est de Baffin s'étend entre le détroit d'Hudson et le détroit de Davis. Au nord du détroit de Davis, jusqu'à 78° de latitude N, s'étend la baie de Baffin sur environ 690 000 km^2; sa longueur est de 1 350 km et sa largeur varie entre 110 et 650 km. Plusieurs découvertes de gisements de gaz ont été faites sur la plate-forme du Labrador; cependant, comme aucun gisement de pétrole n'a été découvert et que la mise en valeur serait coûteuse, les travaux de forage ont diminué. Dans la région du détroit de Davis, trois puits ont été forés donnant lieu à la découverte d'un gisement de gaz et de condensat.

Figure 1-1. Bathymétrie de la marge continentale de l'Est du Canada et des bassins océaniques contigus. D'après le Service hydrographique du Canada, carte 850-A (en pochette).

Le présent volume est une description de la géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, des mers bordières et de l'est de l'Arctique canadien. Le rifting et l'expansion océanique dans cette région centrale ont relié l'Atlantique à l'Arctique : les sédiments renseignent sur les glaciations et les déglaciations qu'a subies une grande partie de l'Amérique du Nord à la fin du Quaternaire. De nos jours, les processus qui y sont observés sont caractéristiques des régions tempérées aux régions de haut-arctique.

Une partie importante de la présente publication est constituée de cartes et de figures (en pochette). Les cartes et les figures, toutes tracées à l'échelle de 1/5 000 000 selon la projection conique conforme de Lambert, portent sur la bathymétrie, la géologie, la tectonique, la profondeur du socle, la gravimétrie, le magnétisme, l'épaisseur de la croûte, la sismicité et l'orientation des contraintes, le Quaternaire, l'emplacement des puits, les structures quaternaires de subsurface et les structures de surface. Les trois autres figures en pochette sont un tableau de corrélation lithostratigraphique, une compilation de la géomorphologie côtière à l'échelle de 1/2 000 000 et des profils sismiques. La compilation de ces figures en pochette représente une contribution aussi impressionnante que la rédaction des chapitres. Les figures font partie intégrante du volume et sont citées en référence tout au long du texte.

Le domaine traité dans le présent volume est vaste. Les auteurs ont tenté de le couvrir comme il se doit, mais ils ont inévitablement dû faire face à des lacunes de données.

EXPLORATION DE LA MARGE CONTINENTALE

En 1979, on a découvert du pétrole dans le puits Hibernia P-15 (fig. 1, en pochette) dans le bassin de Jeanne d'Arc, situé sur les Grands Bancs de Terre-Neuve. Trente ans plus tôt, l'existence de bassins sédimentaires au large de la côte Est du Canada n'était que vaguement connue, et même récemment, en 1970, la publication de la Géologie du Canada ne contenait que quelques paragraphes sur la zone située au large de la côte Est du Canada (Poole et al., dans Douglas, 1970). Au cours des 25 dernières années, la géologie de cette zone s'est précisée à une vitesse exponentielle. Cette connaissance accrue s'est manifestée de différentes façons : par exemple, l'histoire de la formation des bassins océaniques a été retracée; la création des bassins mésozoïques-cénozoïques a été reconstituée et leur remplissage par des strates sédimentaires, éclairci; la fracturation des marges continentales a pu être modélisée; et les processus de dépôt des sédiments meubles sur les plates-formes ont été élucidés. Ce n'est que depuis les années 50 que des progrès importants ont été réellement accomplis; les études antérieures avaient été plutôt sporadiques, bien que certains auteurs aient fait preuve, en rétrospective, d'une remarquable perspicacité. À ce titre, mentionnons la délimitation par Spencer de canyons sous-marins par des sondages réalisés en 1903 avec des fils métalliques (fig. 1-2). Le tableau A.1, en annexe, contient des données détaillées sur l'histoire de l'exploration de cette zone.

Figure 1-2. Canyons sous-marins sur la marge continentale du nord-est des États-Unis et de l'Est du Canada, délimités par J.W. Spencer à partir des premiers sondages (Spencer, 1903).

Des études réalisées au XIX^e siècle (Upham, 1894) et au début du XX^e siècle touchaient à l'histoire glaciaire de cette région. Elles ont d'ailleurs fourni les premiers indices de l'existence des bassins sédimentaires extracôtiers. À la même époque, des scientifiques américains ont analysé des roches recueillies principalement par des pêcheurs dans leurs chaluts et en ont tiré la conclusion que les roches sédimentaires crétacées et tertiaires s'étendaient de la Floride jusqu'aux Grands Bancs de Terre-Neuve (Dahl, 1925). La plate-forme continentale longeant les provinces de l'Atlantique s'est avérée être une partie submergée de la plaine côtière de l'Atlantique de l'est des États-Unis. Le chenal Laurentien (fig. 1-1) s'est vu attribuer une origine glaciaire en 1931 par Shepard. Les caractéristiques des échantillons de sédiments recueillis dans la mer du Labrabor et la baie de Baffin ont été décrites en 1932 après l'expédition effectuée par la Garde côtière américaine à bord du navire MARION. Ces travaux ont permis d'envisager l'importance du transport glaciel des sédiments.

L'ampleur des bassins sédimentaires a été déterminée grâce aux travaux d'analyse de plus en plus nombreux effectués au large des côtes pendant les années 50. Le Lamont Geological Observatory de l'Université Columbia a effectué des levés de sismique-réfraction au large de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve et a, de ce fait, proposé que la plate-forme et le talus continentaux étaient constitués d'une épaisse couche de sédiments qui posséderaient des caractéristiques analogues à ceux de la plaine côtière des États-Unis, au sud (Officer et Ewing, 1954). Les scientifiques du Lamont ont reconnu l'anomalie magnétique de la côte Est (cartes 1706A et 1709A, en pochette). Il s'agit d'une anomalie importante qui s'étend du sud-est des États-Unis jusqu'à la bordure sud des Grands Bancs, et de l'est des Grands Bancs vers le nord. La nature de cette anomalie n'a pas encore été expliquée de façon définitive. L'Observatoire fédéral a analysé la structure sismique de la croûte dans le golfe du Saint-Laurent afin de déterminer si la forme circulaire de la côte sud du golfe ne résulterait pas d'un impact météoritique (Willmore et Scheidegger, 1956). Ce n'est pas le cas, mais pendant un certain temps, on n'a pas été en mesure de le confirmer.

L'exploration pétrolière des bassins sédimentaires a commencé en 1958 lorsque la Mobil Oil Canada Ltd. a entrepris des démarches pour obtenir des permis d'exploration de 0,5 million d'hectares autour de l'île de Sable, située sur la plate-forme Néo-Écossaise. En 1960, l'industrie a commencé à réaliser des levés sismiques au large de la côte Est, et le premier forage d'exploration a eu lieu en 1965. La Commission géologique du Canada a entrepris, en 1958, des levés aéromagnétiques au-dessus de l'océan et, en 1959, des levés géophysiques en collaboration avec le Service hydrographique du Canada. L'Établissement aéronautique national et la Commission géologique du Canada ont effectué des vols de reconnaissance aéromagnétique au-dessus de la mer du Labrador et de la baie de Baffin et en ont conclu que les plates-formes continentales de ces régions, comme celles du sud, étaient constituées d'épaisses séquences sédimentaires (Godby et al., 1966; Hood, 1971). Des levés magnétométriques marins dans la baie d'Hudson ont permis de tirer les mêmes conclusions, bien que les sédiments de la baie d'Hudson datent du Paléozoïque, tandis que ceux de la plate-forme du Labrador remontent principalement au Mésozoïque et au Cénozoïque (Hood, 1964). Les travaux d'exploration par l'industrie ont porté fruit en 1971, avec la première découverte importante de pétrole et de gaz au large de la Nouvelle-Écosse dans le puits Sable Island E-48 et par la suite, en 1979, avec la découverte de pétrole et de gaz sur les Grands Bancs de Terre-Neuve, dans le puits Hibernia P-15 (fig. 1, en pochette).

Les bassins sédimentaires mésozoïques et cénozoïques de la côte Est reposent sur des roches précambriennes et paléozoïques. Ces roches plus anciennes affleurent en général le long d'une bande étroite située entre la bordure en biseau des sédiments cénozoïques et le littoral. L'exploration du Paléozoïque a été facilitée grâce aux améliorations apportées aux systèmes sismiques à haute résolution et aux systèmes de carottage que l'on peut utiliser à bord de navires océanographiques.

Les travaux d'exploration ont aussi bénéficié des progrès accomplis sur le plan théorique. La découverte de l'expansion du fond océanique et de la tectonique des plaques durant les années 60 a permis de reconstituer l'histoire de l'Atlantique Nord, de la mer du Labrador et de l'océan Arctique. Les progrès accomplis en biostratigraphie, en lithostratigraphie et en paléoécologie ont permis de déterminer l'origine des bassins sédimentaires le long de la marge continentale de l'Est du Canada, origine liée à l'expansion des fonds océaniques et à l'évolution des océans eux-mêmes. Les modèles de distension appliqués à la formation des bassins sédimentaires des marges ont permis d'établir avec succès leur subsidence et leur évolution thermique (voir le chapitre 9). Les marges passives correspondent au début du cycle de Wilson, d'ouverture et de fermeture d'un océan, tel qu'observé dans le Paléozoïque des Appalaches. Parmi les phénomènes affectant les marges passives actuelles, ceux qui ont été les premiers à être expliqués se trouvent dans les marges anciennes. À titre d'exemple, mentionnons les prévisions quantitatives des vitesses de subsidence et la détection d'une discordance de rupture entre les sédiments déposés pendant et après le rifting initial. Le rôle joué par la lithosphère au début de la distension qui a abouti à la formation des bassins sédimentaires de la marge passive au large de la côte Est du Canada est un sujet de recherche actuel, et l'on s'en sert pour tenter d'intégrer la formation des bassins dans le contexte global des forces d'entraînement de la tectonique des plaques et d'établir un lien entre les plaques lithosphériques et le manteau de la Terre dans son ensemble.

La recherche de pétrole et de gaz sur la marge continentale de l'Est du Canada a donné lieu à des analyses des sédiments de surface, afin de déterminer, entre autres, les répercussions possibles de la mise en valeur de ces ressources sur l'environnement et les contraintes qu'imposerait l'environnement sur cette mise en valeur. Ces analyses ont été facilitées, durant les années 70, par la mise au point de divers systèmes sismiques à haute résolution. Le dispositif Huntec à remorquage en profondeur (Hutchins et al., 1976), dont la résolution verticale des profils sismiques dans les sédiments superficiels est d'environ 10 cm et qui a permis de délimiter divers sédiments glaciaires et postglaciaires sur les plates-formes continentales, en est un exemple particulièrement réussi. Ces profils sismiques peuvent être utilisés pour situer avec précision les carottes de sédiments dans un cadre stratigraphique. Les progrès technologiques accomplis ont permis en outre de se rendre compte de l'importance de l'affouillement par les glaces et de cartographier le fond océanique avec des systèmes à balayage

tels que le système U.K. GLORIA utilisé en eau profonde. De plus, grâce à ces techniques, on a pu décrire en détail les effets du séisme de 1929 sur les Grands Bancs (Piper et al., 1988). Une connaissance théorique accrue de la sédimentation en milieu glaciomarin a permis de corréler provisoirement la stratigraphie quaternaire des milieux continental et océanique. L'intérêt porté aux effets du développement industriel s'est en outre traduit par la modélisation du transport des sédiments, notamment dans la baie de Fundy et sur la plate-forme Néo-Écossaise, afin de prévoir l'effet des ouvrages sur l'accumulation de sédiments.

Durant les années 70, la nécessité de prévoir les conséquences négatives possibles de l'exploitation des hydrocarbures a suscité un intérêt accru pour la géologie côtière, tant du point de vue de la description du relief que des processus. Les études ont été amorcées par suite des déversements de pétrole par les navires ARROW, en 1970, et KURDISTAN, en 1979, et pour répondre au besoin de planifier non seulement les projets de mise en valeur dans la mer de Beaufort, en prévoyant la possibilité que des pétroliers empruntent le passage du Nord-Ouest vers l'Atlantique, mais également l'aménagement de ports et de terminaux dans les îles arctiques. Ces études ont, par exemple, permis de déterminer l'importance des plages de gravier sur la côte Est du Canada ainsi que celle des phénomènes périglaciaires dans la construction des plages de l'Arctique canadien.

RECHERCHES EN MER

Méthode

L'acquisition de données géologiques et géophysiques dans les bassins océaniques est très différente de celle qui est faite sur le continent. Les navires constituent des plates-formes d'observation appropriées mais les mauvaises conditions météorologiques et les difficultés de positionnement auxquelles il faut faire face limitent leur utilisation. Sur la terre ferme, les géologues et géophysiciens sont habituellement en contact avec l'objet de leur étude tandis qu'en mer, ils le sont rarement. Pour eux, le fond de l'océan est, en général, un objectif éloigné et invisible. La glace de mer, sous les diverses formes qu'elle adopte en zone côtière, les icebergs ou les piles de glaces permanentes dans l'Arctique constituent des défis particuliers à relever pour un géologue qui étudie le fond océanique. Il a donc fallu mettre au point des méthodes pour faire face à de nombreuses situations difficiles. Par exemple, la cartographie géologique, dans les chenaux bordés de glace de l'Arctique, restera difficile à réaliser tant qu'un brise-glace ou un submersible approprié n'aura pas été mis au point; d'ici là, le chercheur doit utiliser les chenaux qui se forment de temps à autre dans la glace pour inspecter le fond. Il faut pour ce faire transporter par hélicoptère un petit bateau gonflable d'un chenal à l'autre.

La méthode généralement utilisée dans les analyses géologiques et géophysiques des bassins océaniques, que ce soit dans la zone côtière ou extracôtière, est semblable quel que soit le problème. En ce qui concerne la superficie et la profondeur de la croûte océanique, le procédé d'analyse utilisé consiste à réaliser d'abord une étude régionale suivie d'une étude détaillée ou à établir des cartes à petite échelle suivies de cartes à grande échelle. À titre d'exemple, les analyses des sédiments superficiels sur une plate-forme continentale sont réalisées à peu près dans l'ordre suivant : bathymétrie régionale, avec mesure des profondeurs le long de lignes espacées de 1 à 20 km, cette distance augmentant avec la profondeur; cartographie par sonar à balayage latéral dans un couloir de visée dont la largeur diminue et la résolution augmente progressivement, pour à la fin porter sur les détails des formes antérieurement délimitées par les levés de reconnaissance; levés de sismique-réflexion réalisés selon la même démarche, portant en dernier lieu sur les détails de certains éléments à échantillonner; photographies, pour compléter les données du sonar à balayage latéral à une résolution difficile à obtenir avec un système acoustique; échantillonnage, au moyen de foreuses, de carottiers, de submersibles habités ou non, ou d'autres appareils. Ce type de cartographie soulève des questions particulières qui feront l'objet de levés spécialisés, ou incite à concevoir des expériences pour analyser un processus particulier observé dans les levés. Les processus peuvent être modélisés théoriquement en laboratoire; les échantillons et les données sont examinés en laboratoire; ces deux types d'analyse incitent à un approfondissement scientifique et soulèvent une nouvelle série de questions à résoudre.

Navigation

L'une des principales préoccupations en matière de levés océaniques est la navigation. Il faut connaître la position du navire et l'endroit où les instruments de levés ont été installés. Ils peuvent se trouver à l'extérieur du navire, à l'extrémité d'un long câble ou sur le fond de l'océan. Dans les deux cas, ces problèmes sont solutionnés par triangulation, mais en se fondant sur différentes propriétés physiques. Les ondes électromagnétiques se propagent bien dans l'air, mais mal dans l'eau, contrairement aux ondes acoustiques. Par conséquent, le positionnement d'un navire est réalisé en général par l'observation des ondes électromagnétiques provenant de satellites ou de transmetteurs situés sur la côte, tandis que le positionnement d'un instrument repose sur l'observation des ondes acoustiques émises par des transmetteurs acoustiques situés sur le navire ou sur le fond de l'océan.

De nombreuses techniques de positionnement ont été utilisées pour acquérir les données traitées dans le présent volume. Au cours des premiers levés, on a eu recours au positionnement astronomique et au radar situé sur la côte la plus proche, mais les plus récentes données ont été acquises en s'appuyant sur le Système de positionnement global, dans son mode expérimental actuel. Dans le premier cas, l'erreur peut atteindre 20 milles nautiques tandis que dans le second, elle ne dépasse pas 20 m. Les techniques actuelles utilisées au cours de la dernière décennie sont une combinaison de l'aide radio LORAN-C et du système par satellite Transit. Ce système de navigation par satellite permet d'obtenir un positionnement à quelques heures d'intervalle, mais il faut connaître la direction et la vitesse du navire pendant les 20 minutes nécessaires à la réception de données du satellite. Le LORAN-C permet d'interpoler entre des positions établies par satellite et de déterminer la vitesse et la direction pendant l'observation du satellite. Le LORAN-C ne peut être utilisé qu'en mode « distance-distance », c'est-à-dire que les distances entre une station sur la côte et un navire sont mesurées en comparant l'heure du début de la transmission d'un signal et

l'heure de réception à bord. Le navire doit transporter à son bord une horloge très exacte, mais ce mode est plus précis que le mode « hyperbolique », sans compter que deux, au lieu de trois, stations sur la côte suffisent. Cet avantage est important dans les régions éloignées comme la majeure partie de la marge continentale de l'Est du Canada.

Le Système de positionnement global révolutionnera la navigation maritime, permettant de positionner les navires de façon continue, à moins de 20 m de précision partout dans le monde.

Les appareils placés sur le fond de l'océan, ou remorqués derrière un navire, sont positionnés acoustiquement en utilisant un certain nombre de systèmes. Des balises acoustiques peuvent être placées sur le fond de l'océan et l'instrument de mesure est positionné par rapport à elles. Les transmetteurs acoustiques sur les instruments peuvent être déclenchés par un transmetteur situé à bord du navire; le temps d'arrivée d'un signal à partir de l'instrument donne la distance, et la différence entre les temps d'arrivée à différents récepteurs sur le navire donne la direction de l'instrument.

MORPHOLOGIE

Mesure de la profondeur

La bathymétrie figurée sur la carte 850-A (en pochette) a été principalement établie à partir de données de levés systématiques recueillies par le Service hydrographique du Canada et complétées par des mesures fournies par divers autres organismes, notamment l'Organisation hydrographique internationale, à Monaco, la Commission géologique du Canada et certaines sociétés pétrolières qui effectuent des sondages dans le cadre de leurs levés sismiques (fig. 1-1). La figure 1-3 montre la qualité et la couverture des données bathymétriques.

Les régions au sud du détroit de Davis, à l'exception des zones littorales, ont fait l'objet de levés bathymétriques de reconnaissance systématiques. Aucun levé, cependant, n'a été réalisé dans de grandes parties des zones situées au nord du détroit où la bathymétrie n'a pu être établie qu'à partir de levés géophysiques par un certain nombre d'organismes le long de parcours de navires utilisés auxiliairement à des fins scientifiques. Dans les chenaux interinsulaires de l'archipel arctique, la plupart des données bathymétriques ont été recueillies ponctuellement à travers les glaces de mer permanentes et semi-permanentes. Aucun levé systématique ne sera réalisé dans les régions septentrionales avant la mise en place complète du Système de positionnement global. De nombreuses zones côtières n'ont pas encore fait l'objet de levés selon les normes actuelles, et il existe encore des fjords où les seules données de sondage ont été recueillies le long d'une seule ligne de sondage par un navire auxiliaire. Les levés ont été systématiques dans les régions méridionales, soit dans toute la partie interne de la marge continentale de l'Est du Canada, jusqu'au pied du talus environ, et dans toute la mer du Labrador. Les données de sondage obtenues ont été recueillies le long de lignes individuelles, l'espacement entre ces lignes augmentant avec la profondeur de l'eau. Aucun système de cartographie multifaisceau n'a été utilisé.

La position des entités sous-marines varie en fonction des systèmes de navigation utilisés dans les différents levés et le long des différents parcours auxiliaires. Les erreurs de localisation des structures sur les plates-formes continentales peuvent varier systématiquement de 200 à 300 m par suite d'erreurs systématiques de positionnement, mais parfois elles ne dépassent pas quelques décamètres. Il est possible mais fort improbable que de nouveaux monts sous-marins soient découverts entre le talus continental, à l'est des Grands Bancs, et la dorsale médio-atlantique. Certaines formes de relief relativement peu élevées sur la carte bathymétrique actuelle, telles que les vallées abyssales, seront considérablement modifiées lorsqu'on utilisera des systèmes de cartographie à bande de visée. Cependant, les principales structures sur la carte 850-A de la marge continentale de l'Est du Canada ne devraient pas être beaucoup modifiées.

Évolution géomorphologique

Les bassins océaniques

La morphologie du nord-ouest de l'Atlantique et des mers et marges bordières (carte 850-A, en pochette, et figures 1-1 et 1-4) possède les caractéristiques générales d'un bassin océanique formé par le développement d'un rift continental, suivi de l'expansion et de la subsidence du fond océanique. L'Atlantique Nord est né d'un épisode de rifting survenu il y a quelque 200 Ma, auquel a succédé une période d'expansion du fond océanique à une vitesse d'environ 1 cm par année vers l'est et l'ouest de la dorsale médio-atlantique (chapitre 8). La contraction thermique de la lithosphère s'est traduite par une augmentation globale de la profondeur de l'eau, depuis la dorsale jusqu'aux marges continentales. La morphologie volcanique initiale est en partie masquée par un placage de sédiments pélagiques qui s'épaissit à mesure qu'on s'éloigne de la dorsale. Les bassins sédimentaires se sont formés dans les marges par l'accumulation et la progradation de sédiments détritiques, d'évaporites, de carbonates et de matières organiques au-dessus de zones à croûte continentale atténuée et à croûte océanique nouvellement formée. Les marges continentales se composent maintenant de plates-formes, de talus et de glacis qui s'étendent jusqu'aux plaines abyssales. Les zones de fracture qui se sont développées dès le début de la formation de l'Atlantique Nord, par décalage dans ce qui constituait alors les marges continentales, et leur manifestation actuelle sous forme de failles transformantes, traversent actuellement le bassin océanique et modifient la morphologie. Des alignements ou groupes de monts sous-marins, causés par des éruptions volcaniques qui indiquent peut-être la présence d'anciens points chauds, ou par des épanchements de lave le long de failles transformantes, s'élèvent de la croûte océanique au-dessus du plancher environnant ou ont été enfouis sous une couverture sédimentaire ultérieure (chapitres 2 et 10).

L'Atlantique Nord, la mer du Labrador et la baie de Baffin ne se sont pas formés au cours d'un seul épisode d'ouverture qui aurait été synchrone dans toute la région. L'épisode de rifting et l'expansion du fond océanique ont eu lieu plus tard dans le nord que dans le sud. De plus, l'expansion de la croûte océanique dans la mer du Labrador et la baie de Baffin a cessé vers 35 Ma, de sorte que ces régions sont demeurées de petits bassins océaniques sans expansion du fond, bien que des séismes se produisent encore le long de l'axe « éteint » de la mer du Labrador (Srivastava, 1978).

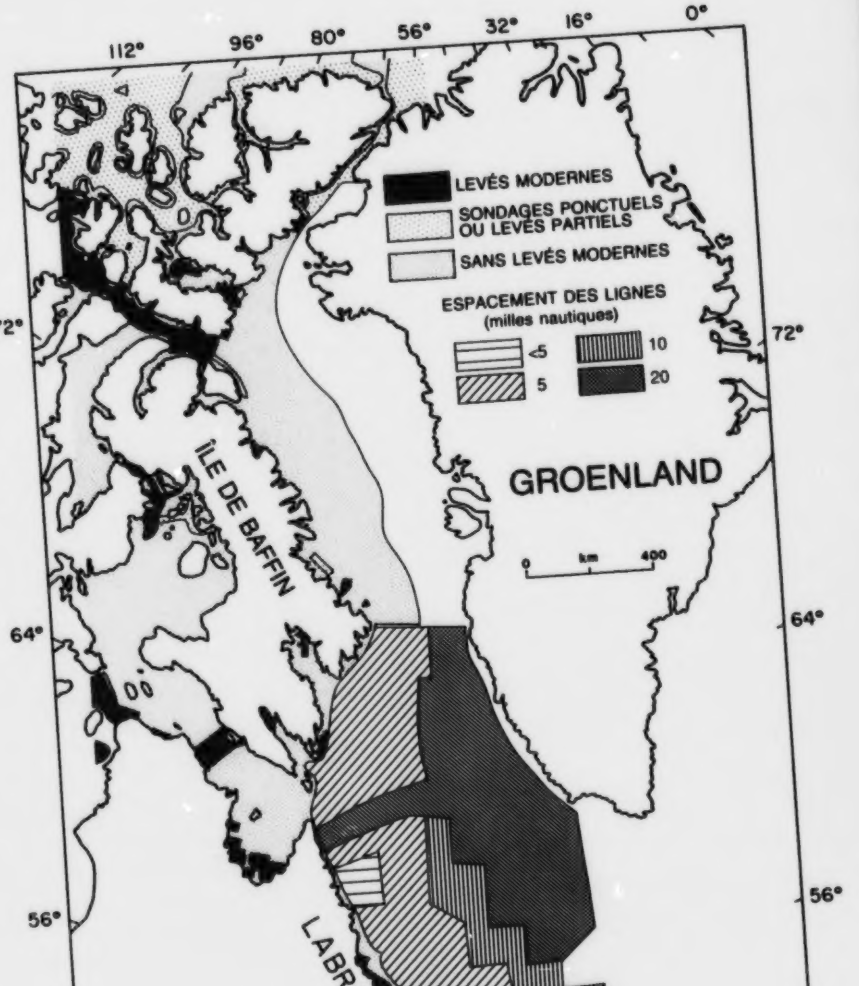


Figure 1-3. Caractéristiques des divers types de levés bathymétriques ayant servi à préparer la carte 850-A de l'Est du Canada.

Les eaux peu profondes du détroit de Davis séparent la baie de Baffin et la mer du Labrador. L'origine du détroit demeure une énigme (Srivastava, 1983); il contient peut-être des roches continentales ainsi que des roches ignées tertiaires équivalentes aux roches volcaniques qui affleurent dans l'ouest du Groenland, dans l'île de Baffin et qui sont présentes sur la plate-forme sud-est de Baffin. La faille transformante d'Ungava (carte 1706A, en pochette) traverserait le détroit de Davis, si l'on se fonde principalement sur des considérations géométriques que révèlent les reconstitutions continentales. Quelle que soit son origine, le détroit a pour effet d'élever le niveau général de la croûte océanique à l'extrémité septentrionale de la mer du Labrador, de sorte que le fond océanique est incliné depuis le détroit de Davis jusqu'à l'Atlantique Nord.

La croûte océanique dans la mer du Labrador est recouverte de sédiments pélagiques et, dans presque toute la partie septentrionale de la mer du Labrador, de turbidites. Le

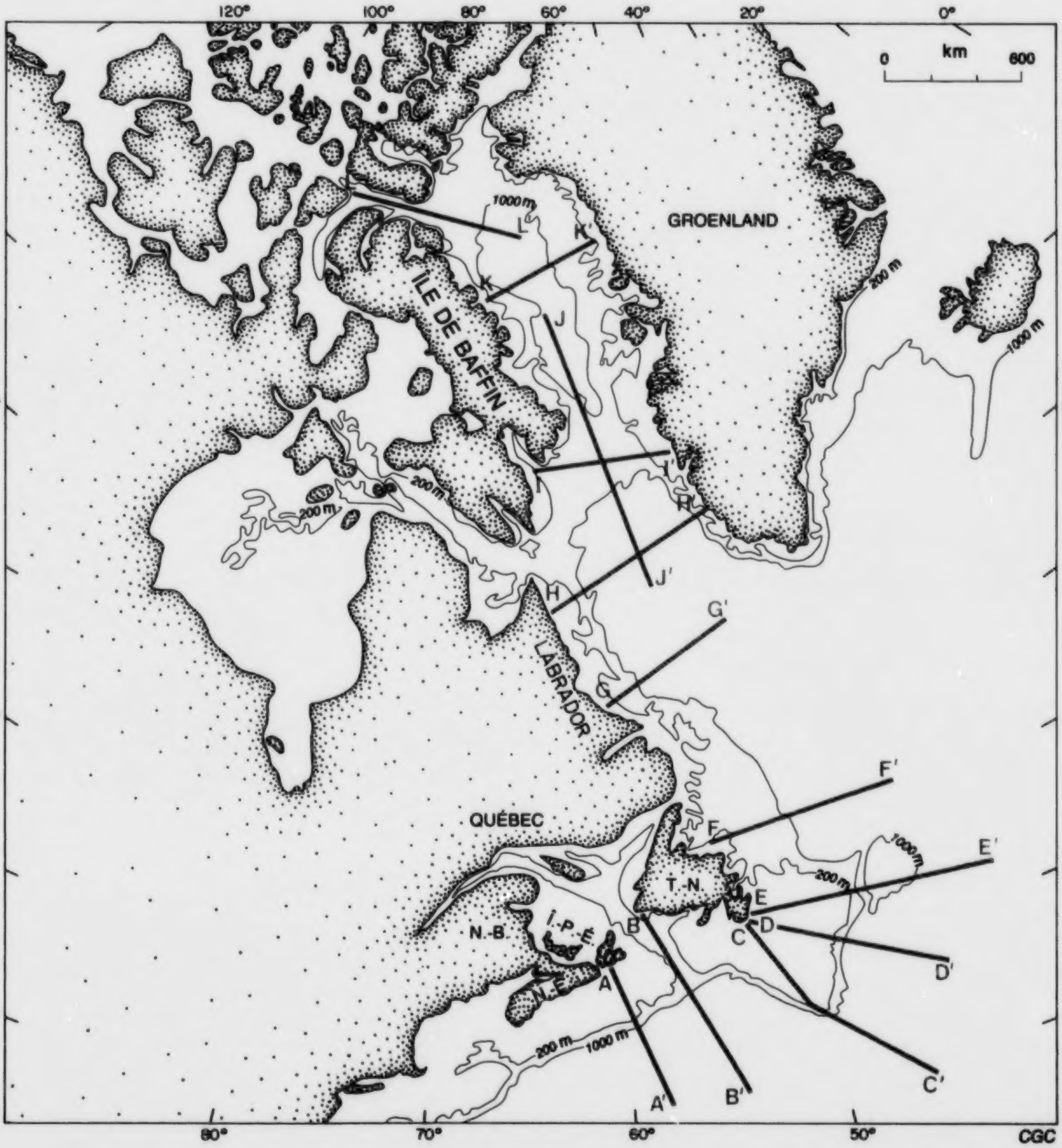
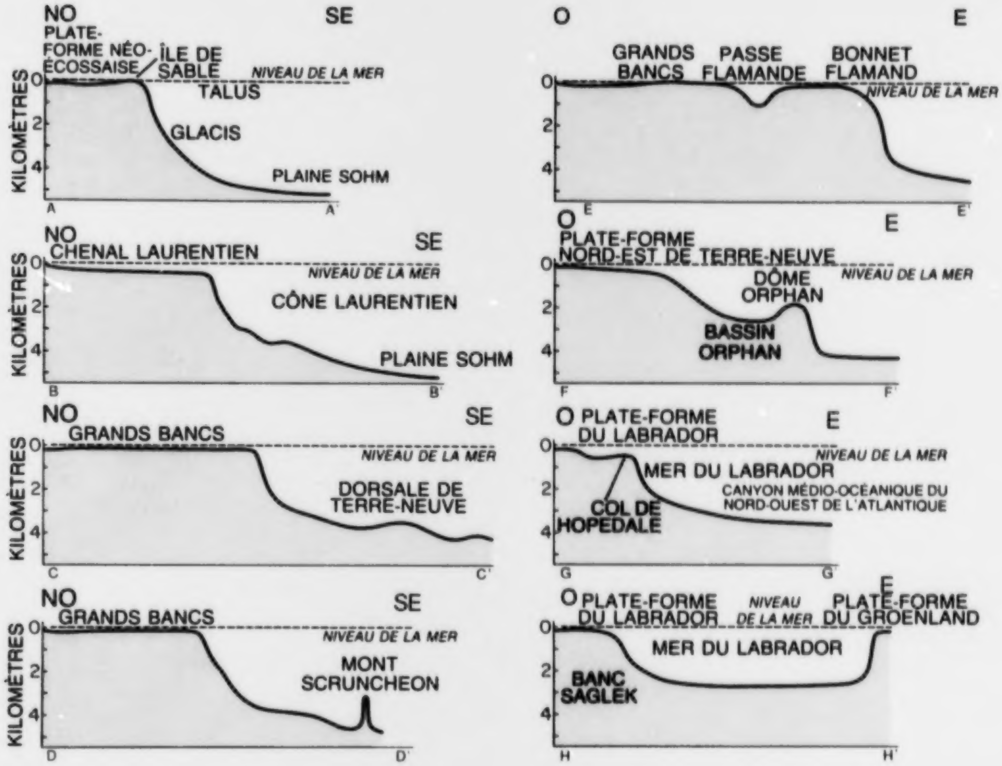
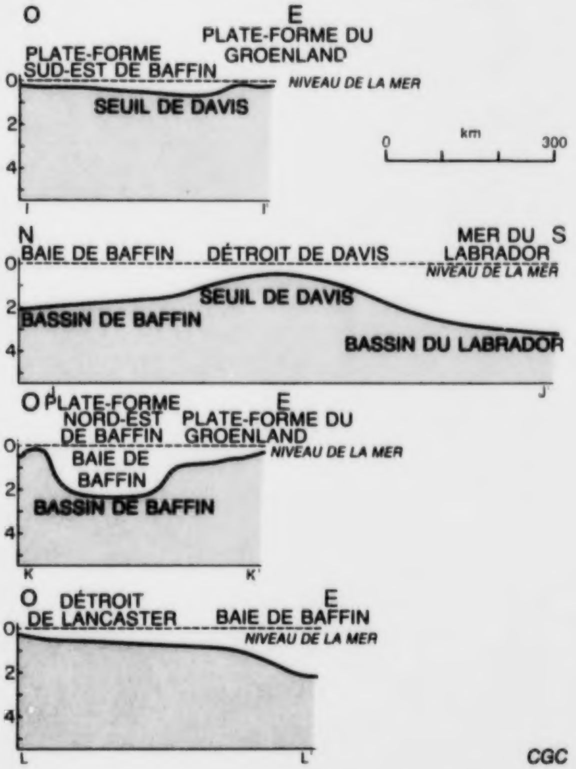


Figure 1-4. Profils bathymétriques types de la marge continentale de l'Est du Canada et des bassins océaniques contigus.





CGC

fond océanique actuel est recoupé par le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique qui est devenu au Pléistocène le couloir de transport des débris de l'Inlandsis laurentidien à travers le détroit d'Hudson. La trajectoire de ce canyon est décalée considérablement par la zone de fracture de Charlie-Gibbs avant de traverser le bassin de Terre-Neuve et d'aboutir dans la plaine Sohm (fig. 1-1). Ce canyon relie, plutôt remarquablement, le bassin hydrographique de l'intérieur de l'Amérique du Nord à la plaine abyssale de l'Atlantique Nord occidental, qui est située à des milliers de kilomètres vers le sud-est (chapitres 2, 8 et 10).

La baie de Baffin est un petit bassin océanique créé au Tertiaire et maintenant séparé des bassins océaniques du sud par le détroit de Davis. C'est pourquoi les sédiments provenant des marges de la baie sont emprisonnés sur son fond (chapitre 7). La baie renferme des sédiments détritiques provenant de l'archipel arctique et du nord-ouest du Groenland, dont les plus récents ont été transportés par les icebergs et les glaces de mer. Les icebergs ont aussi affouillé le fond en de nombreux endroits des plates-formes continentales adjacentes. Le fond des parties les plus profondes de la baie de Baffin est plutôt lisse, depuis que des turbidites s'y sont déposées, et ne laisse pas transparaître la topographie rugueuse sous-jacente de la croûte océanique telle que révélée par les profils sismiques multicanal.

La morphologie générale que l'on peut associer à l'ouverture de l'Atlantique Nord occidental ne peut pas être complètement expliquée de façon quantitative. Par exemple, lorsqu'on corrige les profondeurs au sommet de la croûte océanique dans l'Atlantique Nord occidental et

la mer du Labrador, en tenant compte de la charge sédimentaire et du flux thermique, ces profondeurs sont modifiées par certains facteurs comme la formation du seuil des Bermudes et la présence d'anciens points chauds (Louden et al., 1985, 1987). Ces problèmes seront traités ci-dessous.

La marge continentale

Origine

Le style tectonique de la marge continentale au large de la côte Est du Canada est le résultat et de la formation de rifts et de failles transformantes (carte 1706A, en pochette). Le rifting est représenté par le banc de Georges, la baie de Fundy, la marge Néo-Écossaise, les Grands Bancs (à l'exception de la marge sud-ouest), la plus grande partie de la mer du Labrador et au moins certaines parties de la baie de Baffin. Les failles transformantes sont représentées par la marge sud-ouest des Grands Bancs, par des éléments de décalage des marges de la mer du Labrador tels que ceux qui se trouvent au nord-ouest du dôme Orphan et à l'est du banc Hamilton et peut-être par certaines parties de la marge de la baie de Baffin. D'autres parties de la marge peuvent être des failles transformantes mais elles n'ont pas été identifiées comme telles. Certaines formes dominantes sont le reflet direct de leur origine. Le bonnet Flamand et le dôme Orphan sont des fragments de croûte continentale qui sont séparés des plates-formes continentales actuelles. Leurs liens structuraux avec d'autres parties de la marge n'ont pas encore été établis. Le bassin Orphan (carte 1707A, en pochette), qui se situe entre le talus continental au large du nord-est de Terre-Neuve et le bassin océanique au sens propre, repose sur une croûte continentale anormalement étirée. Les marges de la mer du Labrador sont asymétriques, relativement larges du côté du Labrador avec un talus continental à faible pente, mais relativement étroites du côté du Groenland bordées d'un talus abrupt. L'origine de cette asymétrie n'a pas été clairement identifiée; elle résulte peut-être du rifting initial ou de l'action des courants après la formation de la marge du Groenland. La baie de Baffin présente une morphologie comparable; la plate-forme bordant l'île de Baffin est étroite et celle bordant le Groenland est vaste. Des bassins d'effondrement se trouvent dans le sous-sol des marges larges mais pas dans celui des marges étroites. Ces bassins ne révèlent pas toujours leur présence à la surface des plates-formes continentales actuelles de la région (chapitres 2, 9 et 10).

Ce style tectonique a influé sur la formation des marges; ces dernières sont en général recouvertes de biseaux sédimentaires qui s'amincissent vers l'océan et forment les plates-formes et les talus actuels. Ces biseaux sédimentaires ont été modifiés par l'action des courants et des glaces.

Plates-formes continentales

Les plates-formes continentales actuelles ont tendance à être moins profondes dans le sud que dans le nord. La plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs de Terre-Neuve s'étendent à la profondeur de 100 m, comparativement à 200 m pour la plate-forme du Labrador (fig. 1-1). La plate-forme nord-est de Terre-Neuve s'étend à une profondeur variant de 200 à 500 m, tout comme une grande partie de la plate-forme sud-est de Baffin et la plate-forme du Groenland au nord de l'île Disko. Le changement de profondeur le plus marqué s'observe à environ 48,5° de latitude N, mais sa cause n'a pas été déterminée. L'hypothèse actuelle est que ce changement aurait été causé par des phénomènes tectoniques liés à l'ouverture de la mer du Labrador et de la baie de Baffin et par des phénomènes d'accumulation ou d'érosion glaciaire.

Les plates-formes continentales de l'Est du Canada sont surtout composées de cuvettes transversales, de chenaux marginaux et de bancs peu profonds. Ces cuvettes et chenaux ont été principalement taillés par les glaciers qui ont surcreusé et redressé d'anciens chenaux fluviaux et accentué des cuestas. Le chenal Laurentien et le chenal Nord-Est (Fundian Channel sur la carte 850-A, en pochette) constituent de bons exemples de cuvettes transversales. Au large du Labrador se trouvent des chenaux marginaux bien développés; les bassins au milieu de la plate-forme Néo-Écossaise, comme le bassin d'Émeraude (voir le chapitre 10), sont des formes équivalentes bien que beaucoup moins développées. Ces chenaux ont été érodés le long du contact de la bordure en biseau des sédiments mésozoïques-cénozoïques et des roches précambriennes ou paléozoïques sous-jacentes. Le trait commun de toutes ces formes est d'avoir subi en dernière étape une érosion glaciaire, mais cette érosion n'a, en général, qu'accentué des formes anciennes comme des réseaux hydrographiques tertiaires.

Les sédiments quaternaires de faible épaisseur reposent directement sur le substratum rocheux pré-mésozoïque, dans les parties internes des plates-formes et sur de grandes zones de certaines régions comme le golfe du Maine, le golfe du Saint-Laurent, la partie interne de la plate-forme située à l'est de Terre-Neuve, le bassin Foxe et la baie d'Hudson (carte 1705A, en pochette). La morphologie de ces régions dépend non seulement de la couverture superficielle mais également de la nature du substratum rocheux. Par exemple, le plancher de la partie sud du golfe du Saint-Laurent est relativement uniforme et reflète la présence de sédiments carbonifères sous-jacents qui sont relativement tendres et facilement érodés, tandis que le fond d'une grande partie du golfe du Maine est raboteux étant constitué de roches paléozoïques métamorphisées plus anciennes.

Talus et glacis continentaux

Les parties les plus visibles des talus et glacis continentaux, qui résultent de l'édification relativement récente des biseaux sédimentaires dans les bassins océaniques, sont les lobes au large du détroit de Lancaster (associé au bassin de Bylot), et au large du détroit d'Hudson (associé au bassin de Saglek, fig. 1-7) et le lobe principalement quaternaire du cône Laurentien au large du chenal Laurentien (carte 850-A, en pochette). Plusieurs autres formes importantes sont le résultat de la sédimentation régie par le sous-courant occidental côtier. Ce sont notamment le massif Gloria et l'éperon au large de la dorsale Eirik dans l'est de la mer du Labrador, et l'éperon Hamilton dans l'ouest de la mer du Labrador (Kidd et Hill, 1986). La dorsale Eirik est une dorsale de croûte océanique correspondant à une faille transformante au large de Kap Farvel (Groenland) qui a déjà été colinéaire avec la zone de fracture de Cartwright au large du Labrador; un amas de sédiments s'est formé au nord de cette dorsale sous l'action du sous-courant occidental côtier qui longe le fond de l'océan au large des régions sud-est sud-ouest du Groenland. L'éperon Sackville actuel s'est formé lorsque le courant du Labrador, un courant de surface, a commencé à circuler au Miocène moyen,

même si un amas plus ancien se trouve peut-être sous le massif actuel (Kennard et al., sous presse).

Pendant les stades glaciaires pléistocènes, le niveau marin a baissé. Des sédiments meubles ont ainsi été redéposés sous l'action de divers phénomènes qui se sont manifestés près de la bordure de la plate-forme continentale. Dans la zone des brisants abaissée, les vagues ont érodé des terrains et édifié des formes littorales en plus de creuser des canyons sous-marins dans de nombreuses zones de la marge, en particulier au large des bancs peu profonds. Des canyons sous-marins ont pu également être creusés au cours d'épisodes de bas niveau marin au Tertiaire. À cette époque, les réseaux hydrographiques sur les plates-formes ont entaillé certaines cuvettes transversales et des canyons sous-marins. Parallèlement, de vastes étendues de plates-formes ont été érodées et les sédiments redéposés.

Dans la baie de Baffin, il n'y a pas de canyons sous-marins mais il existe des cuvettes transversales. L'absence de canyons sous-marins peut être attribuable au transport de débris glaciaires vers le fond océanique, à de hautes latitudes. À ces latitudes, les glaciers de marée comportent des bases froides, et leur front se dissipe en se fragmentant en icebergs et non pas par fusion. Par conséquent, les sédiments subissent un transport glaciel; ils ne s'accumulent donc pas de façon concentrée ce qui pourrait produire des courants de turbidité. L'absence de canyons sous-marins pourrait être attribuable à l'emprisonnement de la plupart des sédiments dans les bassins des fjords.

La morphologie des talus au large des principales cuvettes transversales, notamment du chenal Laurentien, est très irrégulière, à cause du ravinement et des glissements de sédiments. L'absence de canyons sous-marins sur les cartes à petite échelle est décevante étant donné que le talus est en général découpé de petits ravins relativement peu profonds, à quelques centaines de mètres de profondeur de la surface de la mer. Ces ravins prennent naissance devant des lobes de till glaciaire sur les talus les plus élevés; ils correspondent probablement aux chenaux fluvio-glaciaires, entretenus par des courants de turbidité issus de la marge glaciaire. Les lobes de till ont été déposés par des nappes glaciaires ancrées à des profondeurs (actuelles) de plusieurs centaines de mètres d'eau. Aux endroits où le talus est lisse, comme au large de l'extrémité occidentale de la plate-forme Néo-Écossaise, il se peut que les sédiments quaternaires recouvrent un ancien relief raviné (chapitre 10).

Bien que le présent volume soit principalement consacré à la marge continentale, certaines formes de relief marquantes sur les terres émergées peuvent être directement liées à l'évolution des bassins et des marges océaniques. Les monts de l'île de Baffin s'élèvent à plus de 2 000 m au-dessus du niveau marin et les monts Torngat dans le nord du Labrador dépassent les 1 500 m. De telles hauteurs seraient, selon les modèles présentés au chapitre 9, la conséquence d'une petite convection lors de la phase de distension initiale qui se serait maintenue pendant une période de l'ordre d'une constante de temps thermique après la distension, avant de décroître lentement. Au cours des prochaines années, on se consacrera sans doute à préciser cette hypothèse et à identifier les manifestations de ce soulèvement dans la stratigraphie extracôtière.

LA LITHOSPHÈRE

Types de données

La structure de la lithosphère nous est dévoilée par diverses sources : la sismique-réfraction; la sismique-réflexion; la sismicité; le flux thermique; les champs magnétiques et gravimétriques. D'autres types d'observation, celle des contraintes par exemple, sont sans conteste liés aux précédents. Pour modéliser théoriquement la lithosphère et les processus crustaux, il faut attribuer des valeurs à certains paramètres physiques, notamment à la viscosité, qui ne peuvent pas être déduites directement à partir des données d'observation (chapitres 2 et 9).

Sismique-réfraction

De nombreux types d'expériences de sismique-réfraction ont été réalisés dans cette région, par des méthodes appliquées en mer et des techniques d'interprétation de plus en plus perfectionnées. Au cours des premières expériences réalisées par le Lamont Geological Observatory, par exemple, on utilisait deux navires, un pour les tirs à l'aide d'explosifs et un autre, pour la réception des ondes en utilisant un seul hydrophone relié au navire. Un certain nombre de profils de réfraction ont ainsi été réalisés par l'Université Dalhousie en exploitant la configuration particulière de la côte de l'Est du Canada de façon à ce que les profils traversent des parties des Appalaches, en effectuant les tirs en mer et les enregistrements à terre (Ewing et al., 1966). Les résultats ont été limités surtout par l'incertitude entourant la position des points de tir et l'absence de stations d'enregistrement entre les extrémités des profils sur le continent. On a pu par la suite réaliser des travaux en haute mer en utilisant des bouées sonores ancrées et des bouées sonores non ancrées et non réutilisables. Au cours des années 70, des sismomètres de fond océanique ont été mis au point; ils sont actuellement disposés par groupes de 20 à la fois sur le fond océanique (Heffler et Barrett, 1979). Pour produire des ondes, on n'utilise plus des explosifs mais des canons à air (en 1987) pouvant libérer jusqu'à 190 litres d'air à une pression de 10 MPa. La densité accrue des données, qui peut être obtenue par le tir de tels canons à air à tous les 100 à 500 m, est nécessaire pour l'application des méthodes de traitement modernes. Elle permet en outre d'obtenir une résolution accrue aux fins d'interprétation. Les améliorations apportées, au cours des ans, aux équipements de navigation permettent de déterminer les distances en mesurant directement la position du sismomètre et du navire au moyen d'aides à la navigation comme le LORAN-C, les satellites et le sonar doppler. Autrefois, les distances étaient déterminées en calculant les temps d'arrivée des ondes au sismomètre (I. Reid, communication personnelle, 1987).

Sur le plan de la complexité, les techniques de traitement et d'interprétation des données de sismique-réfraction ont évolué de façon comparable aux techniques d'acquisition. Autrefois, l'interprétation des données de réfraction des ondes dans des couches à interfaces planes consistait à utiliser les premières ondes enregistrées comme principale source d'information. Les expériences susmentionnées, où les stations étaient situées à terre et la source de l'onde sur un navire en mer, présentaient l'avantage

de permettre la mesure de trois composantes de mouvement du sol et de déterminer le coefficient de Poisson de la croûte et du manteau. Ces observations, maintenant anciennes, sont redevenues une source utile d'information à comparer avec les résultats d'expériences plus récentes (I. Reid, communication personnelle, 1987). Les méthodes actuelles de traitement informatique permettent de corriger les données pour éliminer les différents bruits, tels que les effets du relief, et permettent d'améliorer les données par l'analyse de séries temporelles. Au lieu de se concentrer sur le temps de parcours des premières ondes enregistrées, on interprète maintenant les données en utilisant le train d'ondes complet et en tentant de produire des modèles de vitesse-profondeur qui tiennent compte de la durée et des amplitudes de toutes les phases observées. Par conséquent, il devient possible de déterminer avec plus de précision la structure de la lithosphère (voir le chapitre 2).

Sismique-réflexion profonde

Entre 1984 et 1986, un certain nombre de profils de sismique-réflexion profonde ont été recueillis dans la partie méridionale de la région (fig. 1-5). Les profils atteignent des profondeurs allant jusqu'à 20 secondes de temps de propagation aller-retour, 60 km environ à la vitesse moyenne de 6 km/s (Keen et Kay, 1986). Ils sont une représentation de la lithosphère sous les Appalaches, de certaines bassins sédimentaires et de la marge continentale jusqu'à des profondeurs de plusieurs dizaines de kilomètres.

Sismicité

Les séismes indiqués à la carte 1710A (en pochette) ont été détectés grâce aux réseaux sismiques canadien et mondial. Comme la sismicité risque de limiter la mise en valeur des ressources extracôtières à cause de certains effets comme des secousses sur le fond océanique et l'instabilité des sédiments, cette question sera abordée au chapitre 14.

Gravimétrie

La carte gravimétrique contenue dans le présent volume (carte 1708A, en pochette) a été préparée à partir de données provenant de la base de données gravimétriques nationale et d'autres sources énumérées dans la légende de cette carte. La base de données gravimétriques nationale contient tous les renseignements recueillis par la Commission géologique du Canada, qui répondent aux critères d'entrée établis pour cette base de données. Pendant des années, les mesures ont été effectuées au Canada selon différentes méthodes, la qualité dépendant des gravimètres utilisés et des équipements de navigation alors disponibles. Les anomalies de Bouguer sont indiquées à terre et les anomalies à l'air libre, en mer.

Les premiers levés ont été réalisés avec un gravimètre marin Graf-Askania GSS-2 (monté à bord d'un navire) et, dans certaines zones de la plate-forme, avec un gravimètre de fond Lacoste-Romberg. Les levés les plus récents ont été réalisés avec un gravimètre marin Bodenseewerk KSS-30 et un gravimètre Lacoste-Romberg Straight Line (SL-1). En 1984, un levé à plusieurs paramètres sur la plate-forme continentale située entre Terre-Neuve et la Nouvelle-Écosse a permis de recueillir des données sur le positionnement, la gravimétrie, la bathymétrie et le champ magnétique qui sont maintenant des données couramment obtenues (Macnab et al., 1985). Ce levé s'appuyait sur un système de navigation dans lequel le LORAN-C en mode distance-distance avait été intégré avec le système de navigation par satellite Transit; la précision du positionnement a été estimée à moins de 150 m. Le système de navigation a également permis d'effectuer des corrections Eotvos pour les deux gravimètres à bord, un KSS-30 et un SL-1. Les valeurs de l'écart-type des valeurs gravimétriques à environ 120 points de croisement ont été d'environ 1,8 et 1,0 mGal, respectivement. L'écart-type pour la profondeur a été d'environ 2 m et pour le champ magnétique, d'environ 35 nT.

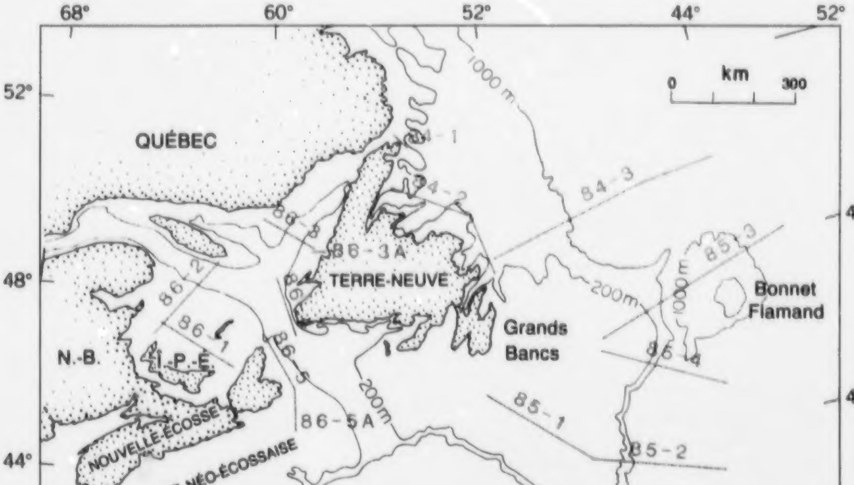


Figure 1-5. Lieux d'acquisition des données sismiques multicanal résultant de tirs effectués dans la partie sud de la zone d'étude entre 1984 et 1986.

Un levé gravimétrique a été réalisé dans une baie côtière de la Nouvelle-Écosse avec un gravimètre KSS-30, combiné à un système de navigation haute précision. L'organisation de ce levé a donné de nombreuses possibilités de vérifier la dérive du gravimètre à l'une des stations sur la côte et de corriger l'effet des marées. La précision des mesures a été estimée à environ 0,3 mGal; cependant, ce levé a soulevé la question suivante, à savoir si le phénomène limitant la précision des levés gravimétriques en mer peut être attribuable aux déplacements occasionnels de la surface de la mer causés, par exemple, par des ondes solitaires. Ces ondes pourraient déplacer la surface de la mer d'environ 10 cm et ainsi causer des erreurs d'environ 1 mGal (Loncarevic et Woodside, 1984).

Champ magnétique

La carte du champ magnétique (carte 1709A, en pochette) est une représentation des mesures effectuées principalement au-dessus de la masse continentale du Canada à bord d'aéronefs et dans la zone extracôtière, à bord de navires. De plus, des levés aériens ont été récemment réalisés dans le golfe du Maine ainsi qu'au sud et au nord-est de Terre-Neuve.

À bord des navires, les mesures ont été effectuées au moyen de magnétomètres à précession nucléaire, avec remorquage des capteurs à deux longueurs de navire. Les normes établies pour ces levés n'ont peut-être pas été adéquates causant des écarts de quelques dizaines de nanoteslas entre les parcours du même navire mais de direction différente et entre les parcours de navires différents. Ces écarts n'ont pas de répercussions sur les comparaisons qualitatives des données entre des parcours de direction constante, visant notamment à délimiter les bandes associées à la croûte océanique. Les mesures marines ont été faites pendant une période d'environ 20 ans, et le champ magnétique principal de la Terre a donc eu le temps de changer sensiblement. Des corrections ont été apportées en utilisant le Champ géomagnétique international de référence. Les principaux problèmes sont liés aux variations diurnes du champ terrestre et aux tempêtes magnétiques et phénomènes semblables. Les stations terrestres ne permettent pas de corriger de façon appropriée ces variations temporelles du champ étant donné que les amplitudes et les phases des corrections varient à cause des grandes distances en jeu. Quelques levés ont été réalisés avec un magnétomètre ancré dans la zone pour laquelle on disposait de corrections; cependant, comme ces levés sont coûteux, ils n'ont pas été utilisés de façon courante. Par conséquent, la plupart des observations du champ magnétique faites en mer n'ont pas été corrigées pour les variations diurnes, mais les observations faites pendant des perturbations importantes ont été éliminées.

Les anomalies supérieures à quelques dizaines de nanoteslas qui ont été détectées par des levés marins sont illustrées avec exactitude sur la carte 1709A. Les anomalies moins importantes relevées par navire dans les zones de levés peuvent ne pas exister.

Les levés aériens, plus rapides à réaliser, donnent des résultats plus satisfaisants. Les variations diurnes sont plus faciles à corriger étant donné que les lignes de vol et les lignes de raccord sont parcourues plus rapidement. Comme le nombre de levés à raccorder d'une année à l'autre est moins élevé, la variation séculaire ne cause pas autant de bruit. L'exactitude d'un levé aéromagnétique effectué au-dessus du sud de Terre-Neuve a été d'environ 0,1 nT, établie à partir des points de croisement; par conséquent, il serait possible de calculer les dérivées verticales significatives. Il faudrait comparer cette valeur à celle de 35 nT obtenue pour un levé magnétique marin dans la même région (B.D. Loncarevic, communication personnelle, 1987).

Les méthodes de traitement et d'interprétation des données de champ potentiel sont maintenant très perfectionnées. Il est courant de filtrer les données de multiples façons, de produire des cartes de dérivées verticales et d'illustrer les résultats pour que les anomalies soient accentuées selon des directions particulières.

Les propriétés physiques des roches et de l'eau ont produit des anomalies gravimétriques et magnétiques très différentes. Les propriétés magnétiques varient selon une progression logarithmique mais les densités ne varient que selon un facteur de trois. Les valeurs gravimétriques sont beaucoup plus filtrées lors de leur acquisition que les valeurs magnétiques. Les anomalies gravimétriques à terre ont été déterminées à partir d'observations faites suivant un maillage de 8 km. Le champ magnétique sur la terre ferme est essentiellement mesuré de façon continue le long de lignes espacées d'une distance d'environ 1 km. Les valeurs gravimétriques en mer sont mesurées le long de parcours espacés de 1 à 20 km, et chaque valeur gravimétrique est une valeur moyenne établie sur une distance d'environ 4 km le long du parcours, et ce pour tenir compte du déplacement moyen d'un navire. Les valeurs du champ magnétique sont mesurées le long des mêmes trajectoires, mais de façon essentiellement continue, sans calcul de leur moyenne. Par conséquent, les cartes d'anomalies magnétiques et gravimétriques représentent souvent des phénomènes géologiques différents. C'est le cas de la marge continentale où les anomalies gravimétriques indiquent la transition continent-océan de façon relativement plus nette que les anomalies magnétiques.

Flux thermique

Pour mesurer le flux thermique par conduction de l'intérieur vers la surface de la Terre, il faut mesurer le gradient de température et la conductivité thermique. Pour interpréter les valeurs du flux thermique, il faut être en mesure de corriger les fluctuations antérieures de la température de surface qui peuvent avoir été causées par des changements de température de l'eau de fond, lorsque les mesures sont faites dans le fond de l'océan, ou par des changements de température de l'air, lorsque les mesures sont faites à la surface de la Terre sur le continent. De plus, pour interpréter les données, il faut être en mesure de supposer que la chaleur n'est transmise que par conduction, et non par d'autres processus tels que l'advection de fluides. Les valeurs du flux thermique sur la marge continentale et dans les bassins océaniques contigus de la côte Est du Canada ont été recueillies par des sondes pénétrant de quelques mètres les sédiments et par des appareils de mesure de la température et de la conductivité dans des puits d'exploration extracôtiers et dans un trou foré dans le cadre du Programme de sondage des fonds marins (PSFM).

Les sondes de flux thermique modernes mesurent la température au moyen de 9 capteurs disposés sur une longueur de 4 m et mesurent la conductivité en observant la dissipation d'une impulsion de chaleur injectée dans les sédiments (Louden et al., 1987). Lors d'observations antérieures, notamment par Lewis et Hyndman (1976), on a utilisé des sondes à 4 capteurs environ, mais ces sondes ne pouvaient mesurer que la température. La conductivité devait être déterminée par des mesures faites sur des carottes de sédiments obtenues séparément. À cause du petit nombre de capteurs et du manque de données appropriées sur la conductivité, il a été difficile d'observer les gradients de flux thermique non linéaires qui indiquent une perturbation de la température due à une autre cause que le flux thermique par conduction. Néanmoins, Pye et Hyndman (1972) ont effectué leurs premières mesures dans la mer du Labrador et la baie de Baffin avec des instruments de ce type, et les valeurs obtenues dans la mer du Labrador sont en général semblables à celles qui ont été obtenues ultérieurement par Louden et al. (1985).

Des techniques modernes ont été utilisées pour déterminer les valeurs du flux thermique dans les fjords de Terre-Neuve par Wright et al. (1984) et dans la mer du Labrador et la plaine Sohm par Louden et al. (1985, 1987). Les appareils utilisés par Louden et al. (1985, 1987) sont ceux généralement utilisés à cette fin. Il s'agit d'une sonde de flux thermique en « archet de violon » avec un chapelet de capteurs de 4 m de longueur et 9 thermistors également espacés. Cet appareil pouvait mesurer la conductivité thermique in situ, et les données pouvaient y être enregistrées et transmises par télécommande à la surface. Le gradient thermique diminue lorsqu'il y a sédimentation, les nouveaux matériaux étant relativement froids, et augmente par réchauffement à cause de la présence de sédiments radiogéniques. Dans la plaine Sohm, chacun de ces effets a fait varier d'environ 8 % le gradient mesuré de sorte que l'un a à peu près contrebalancé l'autre. Ces types de corrections diffèrent selon l'endroit, et des variations importantes s'observent couramment en eau peu profonde, la température des eaux de fond variant dans le temps. La résolution verticale des données recueillies par Wright et al. (1984) dans des fjords de Terre-Neuve a permis d'observer des perturbations dues à des changements saisonniers dans les températures des eaux de fond.

Sur les marges continentales, le flux thermique a été estimé en mesurant les températures dans les puits d'exploration extracôtiers, en déterminant en général les conductivités à partir de la lithologie (chapitre 9). La principale difficulté d'enregistrement des valeurs du flux thermique à partir de puits profonds est causée par la perturbation de la température par le forage lui-même. Lorsque c'est possible, les températures sont mesurées des mois et des années après le forage pour que les températures d'équilibre puissent être déterminées. Cela constitue évidemment un problème dans les puits extracôtiers étant donné la difficulté et le coût d'entretien d'un puits après la fin du forage. Le flux thermique a été mesuré de cette façon dans un puits extracôtier, dans l'île de Sable (Hyndman et al., 1979). Dans tous les autres cas, les gradients thermiques ont été déterminés à partir des températures de fond de trou relevées pendant le forage, et des corrections ont été apportées pour éliminer les effets des perturbations opérationnelles (Issler, 1984; Reiter et Jessop, 1985). Les données recueillies par Reiter et Jessop sont parmi les plus précises à être publiées pour une marge continentale, bien que les valeurs qu'ils ont utilisées pour les conductivités thermiques aient été contestées (Issler et Beaumont, 1986; Reiter et Jessop, 1986).

Le flux thermique a été mesuré au site 626 du parcours 105 du Programme de sondage des fonds marins, au sud du Groenland. Les gradients de température ont été mesurés avec succès à deux endroits dans le fond du trou avant que la section située sous l'appareil soit carottée. La conductivité a été mesurée en utilisant la carotte de sédiments prélevée. Les valeurs obtenues concordaient avec celles qui ont été prévues à partir de l'âge de la croûte océanique à cet endroit (Srivastava et al., 1987).

Contraintes

J.S. Bell

Les données sur le régime des contraintes actuelles s'exerçant sur la marge continentale de l'Est du Canada proviennent des études sur les mouvements premiers des séismes et des rapports de forage de puits d'exploration. Les données sismiques renseignent sur les contraintes entre les profondeurs crustales de 6 et 16 km (Stein et al., 1979), tandis que les données de forage ne dépassent pas 6 km au-dessous du plancher océanique (Ervine et Bell, 1987). Idéalement, les études des mouvements premiers donnent les principales orientations des contraintes si certaines hypothèses sont faites (Zoback et Zoback, 1980). Comme la plupart des séismes qui se produisent au large de la côte Est sont de magnitude relativement faible et ne produisent pas de données permettant une analyse clairement définie des mouvements premiers, la série de données est limitée. Des données beaucoup plus nombreuses sur les orientations des contraintes principales proviennent de ruptures de trous de sondage. Ce sont des intervalles d'effondrement elliptique dans des puits qui se forment sous l'effet de contraintes anisotropes. Dans les puits verticaux, leur grand axe est aligné en direction de la plus petite contrainte principale horizontale (Bell et Gough, 1979). Les orientations de la contrainte à partir de ces sources confirment que la zone au large de la côte Est du Canada fait partie de la province de contrainte de l'Amérique du Nord (Zoback et Zoback, 1980).

L'importance des contraintes in situ a été déterminée à partir de diagraphies géophysiques et de mesures de la pression en cours de forage (Ervine et Bell, 1987). La plupart des roches mésozoïques et tertiaires se trouvent actuellement à leur profondeur d'enfouissement maximale de sorte que la contrainte verticale agissant sur elles à une certaine profondeur devrait se rapprocher du poids du terrain de couverture. Pour la déterminer, on intègre les valeurs logarithmiques de la densité. La meilleure façon de connaître l'importance des contraintes horizontales est de recourir à une fracturation hydraulique contrôlée. Les essais de pression dans le découvert d'un puits font appel à une méthode semblable qui consiste à créer une microfracture dans les roches entourant le puits de forage. En supposant que la résistance à la traction de l'intervalle de roches est négligeable, la pression de perte devrait se rapprocher de la plus petite contrainte principale horizontale (Ervine et Bell, 1987). Les valeurs cohérentes recueillies dans les roches clastiques mésozoïques et tertiaires des bassins extracôtiers sont compatibles avec celles mesurées ailleurs par fracturation hydraulique. En supposant connues les pressions des fluides de formation au sein des roches

où il y a perte, on peut déterminer la plus grande contrainte principale horizontale. Les pressions de formation sont souvent mesurées par essai aux tiges et essais des couches répétés et peuvent être déduites à partir des boues. Des séries de données pour l'estimation de la grandeur des trois contraintes principales proviennent de nombreux puits de l'industrie pétrolière forés durant les années 70 et 80.

Structure actuelle de la lithosphère

La structure actuelle de la lithosphère est montrée sur les cartes figurant la géologie, la tectonique, la profondeur du socle, la gravimétrie, le magnétisme et l'épaisseur de la croûte, la sismicité et les orientations des contraintes (cartes 1705A à 1710A, en pochette). Des profils sismiques sont présentés aux figures 6 et 7 (en pochette).

La carte de l'épaisseur de la croûte (carte 1710A) a été établie à partir de mesures de sismique-réfraction et d'observations gravimétriques interpolées entre les profils sismiques. La carte montre clairement que l'épaisseur de la croûte, qui atteint plus de 30 km sur le continent, diminue à moins de 10 km dans l'océan. L'isobathe de 10 km a été utilisée sur la carte tectonique (carte 1706A) pour marquer la limite entre l'océan et le continent; cependant, compte tenu des connaissances actuelles, il se peut que cette généralisation soit inexacte. La zone de transition entre la croûte d'épaisseur continentale et la croûte d'épaisseur océanique est relativement large sur la marge bordant la Nouvelle-Écosse et relativement étroite dans de nombreuses autres parties de la marge, le long du Labrador, par exemple. Ce fait est peut-être attribuable aux processus liés à la fracturation initiale et à la distension; par exemple, sous le bassin Orphan, au nord-est de Terre-Neuve la croûte d'une large bande de la marge mesure 15 km d'épaisseur; cette zone semble être occupée par une croûte continentale étirée (Keen et al., chapitre 2). La carte montre que les Appalaches reposent sur une zone centrale de croûte dont l'épaisseur dépasse 45 km. Ces données se fondent sur des résultats de sismique-réfraction qui, selon les normes actuelles, ont une résolution insuffisante.

La transition de la croûte continentale à la croûte océanique est indiquée dans le champ gravimétrique (carte 1708A) par la zone d'anomalies à l'air libre qui peuvent atteindre 100 mGal environ (rouge et pourpre clair) en bordure de la marge continentale. Cette zone est relativement continue et linéaire au large de la Nouvelle-Écosse, de certaines parties du Labrador et du sud-ouest du Groenland, mais elle est entrecoupée et discontinue autour des Grands Bancs et dans le nord et l'est de la baie de Baffin, ce qui témoigne de la grande complexité de la croûte dans ces régions.

Sur le continent, des niveaux et des configurations gravimétriques différents correspondent à des régions géologiques différentes, comme on peut le constater en comparant la carte gravimétrique avec la carte des éléments tectoniques. Les valeurs gravimétriques sont, par exemple, plus élevées dans la zone des Appalaches que dans la province de Grenville du Bouclier canadien. Elles indiquent que la limite entre ces régions de l'Est du Canada se prolonge presque jusqu'au sud-est du détroit de Cabot où cette limite forme un angle presque droit (Stockmal et al., 1987). Certains entités géologiques importantes sont facilement repérées : des bassins sédimentaires peuvent être délimités sur les Grands Bancs, dans le détroit d'Hudson, la baie Cumberland, la baie Frobisher, les détroits de Lancaster et de Jones et la baie Melville, à l'ouest du Groenland; l'anomalie Orpheus s'étend de la ligne de la faille de Cobequid-Chedabucto jusqu'à l'est de la Nouvelle-Écosse, soit jusqu'à l'est du chenal Laurentien; et le front de Grenville est marqué par la zone gravimétrique à orientation est dont les valeurs sont d'environ −125 mGal et qui est colinéaire avec la zone de fracture de Cartwright, dans la mer du Labrador.

Dans les bassins océaniques au-delà des marges continentales, les anomalies gravimétriques indiquent la présence de bandes et de zones de fracture dans la mer du Labrador (comparer les cartes tectonique et gravimétrique). L'ancien axe d'expansion de la mer du Labrador est visible sur les cartes gravimétrique et sismique, où il s'aligne sur les grabens de la baie Cumberland et de la baie Frobisher. De présumés anciens axes d'expansion et des zones de fracture peuvent être localisés dans la baie de Baffin. La zone de fracture de Charlie-Gibbs qui traverse l'Atlantique Nord et crée un décalage de la dorsale médio-atlantique passe juste au nord-est du côté nord du bassin Orphan. Les configurations gravimétriques au nord de cette zone de fracture et à l'est de l'extrême sud du Groenland sont quelque peu tachetées, ce qui pourrait être attribué tout simplement au bruit; les données proviennent de diverses sources dans ces régions tachetées (carte 1708A).

La carte des anomalies magnétiques (carte 1709A) montre, tel que prévu, quelques éléments qui apparaissent aussi sur la carte gravimétrique. Différentes régions géologiques continentales sont distinguées du côté interne de la marge; par exemple, la province de Grenville se détache d'autres provinces précambriennes au nord. Il est utile à cette étape de comparer les cartes tectonique, gravimétrique et magnétique. Les bandes et les zones de fracture dans la mer du Labrador peuvent également être décelées, mais beaucoup plus nettement sur la carte magnétique que sur la carte gravimétrique. L'importante anomalie magnétique au nord de l'île Disko (Groenland) coïncide à peu près avec l'importante anomalie gravimétrique observée dans la région; toutefois, l'origine de ces deux anomalies reste obscure.

L'anomalie magnétique de la marge de Terre-Neuve est un prolongement de l'anomalie magnétique de la côte est (carte 1706A) qui est bien formée au large de la côte Est des États-Unis. Cette anomalie disparaît vers la bordure méridionale des Grands Bancs, en raison peut-être de la grande épaisseur des sédiments dans la partie orientale du bassin Néo-Écossais, mais cette explication n'a pas été quantitativement démontrée. Une série semblable d'anomalies s'observe au nord-est de Terre-Neuve et du Labrador; ces anomalies sont beaucoup plus discontinues que l'anomalie magnétique de la côte Est, peut-être à cause de la juxtaposition de différentes parties des Appalaches et du Bouclier canadien contre la croûte océanique à l'endroit où se trouve la marge continentale.

La carte des contraintes crustales constitue un résumé des directions des contraintes horizontales principales établies à partir de rapports de forage et de sismogrammes (carte 1710A). La figure 1-6 montre que la lithosphère de l'Est du Canada subit une contrainte de compression de direction générale nord-est-sud-ouest et fait partie de la province de contrainte médio-continentale de l'Amérique du Nord (Zoback et Zoback, 1980). Cette vaste région, qui correspond à peu près au craton de l'Amérique du Nord,

est comprimée de la même façon. Selon Zoback et Zoback (1980), cette orientation régionale de la contrainte correspond à un frottement basal sur la lithosphère, dû au déplacement vers le sud-ouest de la plaque nord-américaine au-dessus d'une asthénosphère stationnaire. McGarr (1982) a indiqué en s'appuyant sur certains indices que cela correspondrait plutôt à un frottement basal vers le nord-ouest sur la plaque. Gouch (1984) a également penché en faveur d'un frottement nord-est sur l'asthénosphère au niveau de la province de contrainte médio-continentale du fait que les provinces de contrainte d'extension qui se trouvent au sud-ouest empêchent d'élaborer d'autres scénarios cinématiques.

La sismicité ne semble pas être liée, de façon simple, au champ de contrainte global actuel. La configuration des séismes sur la carte de sismicité ne peut être liée de façon sûre aux éléments géologiques connus qui sont situés au-dessus de l'ancien axe de la dorsale médio-océanique de la mer du Labrador. Cette question est traitée en détail au chapitre 14.

Figure 1-6. Contraintes horizontales principales dans le nord-est de l'Amérique du Nord. Les bâtonnets figurent les azimuts de la compression horizontale maximale. Les bâtonnets avec des barres transversales à chaque extrémité représentent les axes d'extension des contraintes déviatoriques (déterminés surtout d'après les mécanismes au foyer des tremblements de terre associés aux failles normales). On a choisi une projection polaire afin de réduire les écarts angulaires entre les azimuts qui sont parallèles sur une sphère (tirée d'Adams, 1985, mise à jour en novembre 1986).

Les observations géologiques faites sur la plate-forme continentale apportent de nouvelles perspectives en ce qui a trait à des roches qui sont mieux connues sur le continent. Les roches carbonatées du Paléozoïque inférieur qui sont étendues sur les plates-formes du Labrador et de Baffin ne sont représentées que par quelques rares lambeaux d'érosion sur le Bouclier canadien. La séquence siluro-dévonienne qui se trouve au sud-est de la presqu'île Avalon (Terre-Neuve) est une séquence avalonienne non volcanique qui n'a pas été observée ailleurs dans les Appalaches. De plus, les bassins houillers de l'île du Cap-Breton s'étendent bien au-delà du golfe du Saint-Laurent et du détroit de Cabot (voir le chapitre 4).

BASSINS SÉDIMENTAIRES

Types et sources de données

Les connaissances actuelles des bassins sédimentaires de la marge au large de la côte Est du Canada (fig. 1-7) reposent principalement sur des données recueillies au cours de levés de sismique-réflexion et de forage de puits d'exploration par l'industrie pétrolière et au cours de l'établissement, principalement par la Commission géologique du Canada, d'une carte géologique et géophysique des affleurements du substratum rocheux sur le fond océanique (carte 1707A, en pochette). Les données sur la structure océanographique et la croûte océanique proviennent de trous forés dans la baie de Baffin, la mer du Labrador et le nord-ouest de l'Atlantique dans le cadre du Deep Sea Drilling Project (programme de forage en eau profonde) et du Programme de sondage des fonds marins (chapitres 3 à 8).

Puits d'exploration extracôtiers

Le premier puits d'exploration au large de la côte Est du Canada a été foré en 1943 dans la baie de Hillsboro (Île-du-Prince-Édouard), dans le bassin carbonifère du golfe du Saint-Laurent (Howie et Cumming, 1963). Les premiers trous d'essais stratigraphiques dans les bassins mésozoïques-cénozoïques de la marge continentale ont été carottés en 1965 par l'American Petroleum Corporation (maintenant Amoco) et la société Imperial Oil sur les Grands Bancs (Williams et Brideaux, 1975), et par la Mobil Oil près de l'île de Sable. Les puits Tors Cove D-52 et Grand Falls H-09, sur les Grands Bancs, ont été forés en 1966 (Bartlett et Smith, 1971) et le puits Sable Island C-67, sur la plate-forme Néo-Écossaise, en 1967. À la fin de 1986, environ 260 puits avaient été forés au large de la côte Est du Canada (fig. 1, en pochette), incluant la baie d'Hudson; les déblais de forage, les diagraphies, les carottes et les autres sources de données provenant de ces puits peuvent être examinés à l'Institut océanographique Bedford, après une période maximale de confidentialité de deux ans. Cette base de données lithologiques est volumineuse et a constitué la source la plus importante de données de subsurface, accessibles au grand public, sur la marge orientale du continent, au nord du golfe du Mexique. C'est pourquoi les unités stratigraphiques de la plate-forme Néo-Écossaise qui ont été décrites ont été prolongées vers le sud, jusqu'à la marge des États-Unis, où, pendant de nombreuses années, toutes les données stratigraphiques profondes provenaient uniquement des cinq puits du Continental Offshore Stratigraphic Test (COST).

Les puits, et par conséquent la plupart des données, sont situés dans les parties des bassins sédimentaires susceptibles de contenir des gisements. Le puits le plus profond foré à ce jour atteint une profondeur de 6 284 m sous le niveau marin, sur la plate-forme Néo-Écossaise, par 114 m d'eau (Southwest Banquereau F-34). Bien que ces profondeurs soient impressionnantes, les bassins peuvent atteindre plus de 20 km de profondeur à certains endroits, de sorte que la stratigraphie doit être établie à partir de données recueillies dans des puits forés à différents endroits dans le bassin. Le matériau d'échantillonnage le plus abondant se trouve dans les déblais qui renseignent sur la lithologie et les variations de faciès, l'âge des formations, leurs milieux de dépôt et le type et l'état de maturation des matières organiques. Les échantillons de déblais sont complétés par des carottes latérales dont le nombre par puits varie de 200 à 300. De plus, 7 100 m environ de carottes ont été prélevés, mais cela ne représente qu'une petite partie de la section totale forée. Le nombre de puits est peu élevé, compte tenu de l'étendue de cette région. Par exemple, 130 puits avaient été forés dans le bassin Néo-Écossais avant la fin de 1986; cela représente une densité d'environ un puits par 1 000 km^2 (chapitre 12). Or, ces puits ont permis de recueillir des données considérables sur l'histoire géologique de cette zone et sur son potentiel pétrolier.

Au large de la plate-forme, quelques puits seulement ont été forés, entre autres, le puits Blue H-28, à une profondeur d'eau de 1 486 m, au nord-est de Terre-Neuve, et les puits Shubenacadie H-100, à une profondeur d'eau de 1 475 m et Tantallon M-41, à une profondeur d'eau de 1 511 m, sur le talus Néo-Écossais (fig. 1, en pochette). Comme le glacis continental s'étend jusqu'à une profondeur d'eau d'environ 5 km, cette grande partie de la marge n'a pas fait l'objet d'échantillonnages profonds par l'industrie.

Les données recueillies grâce aux puits extracôtiers renseignent notamment sur la biostratigraphie, la lithostratigraphie, les régimes de température et de flux thermique, l'état de maturation, la géochimie des hydrocarbures, le régime de contraintes et le potentiel pétrolier et gazier de la marge. Elles orientent l'interprétation des centaines de milliers de kilomètres de données sismiques et constituent les « preuves de terrain » nécessaires à la modélisation numérique des bassins. Des indices de volcanisme ont été relevés et un cratère météoritique possible (la structure Montagnais) a été identifié (chapitre 5, partie 2). Comme des levés géologiques et géophysiques à plus grande échelle ont été réalisés à proximité de nombreux puits avant leur forage, il a été possible de déterminer la sécurité des opérations. Les résultats de ces levés fournissent des renseignements supplémentaires sur la géologie locale du substratum rocheux, et sur les sédiments et processus actuels.

Deep Sea Drilling Project et Programme de sondage des fonds marins

Le Deep Sea Drilling Project (jusqu'au parcours 12) et le Programme de sondage des fonds marins (jusqu'au parcours 105) ont donné lieu à plusieurs carottages profonds dans la mer du Labrador et d'un autre dans la baie de Baffin (fig. 1, en pochette). Les résultats du parcours 12 ont servi de base à l'étalonnage des anomalies magnétiques enregistrées dans la mer du Labrador et ont renseigné sur la

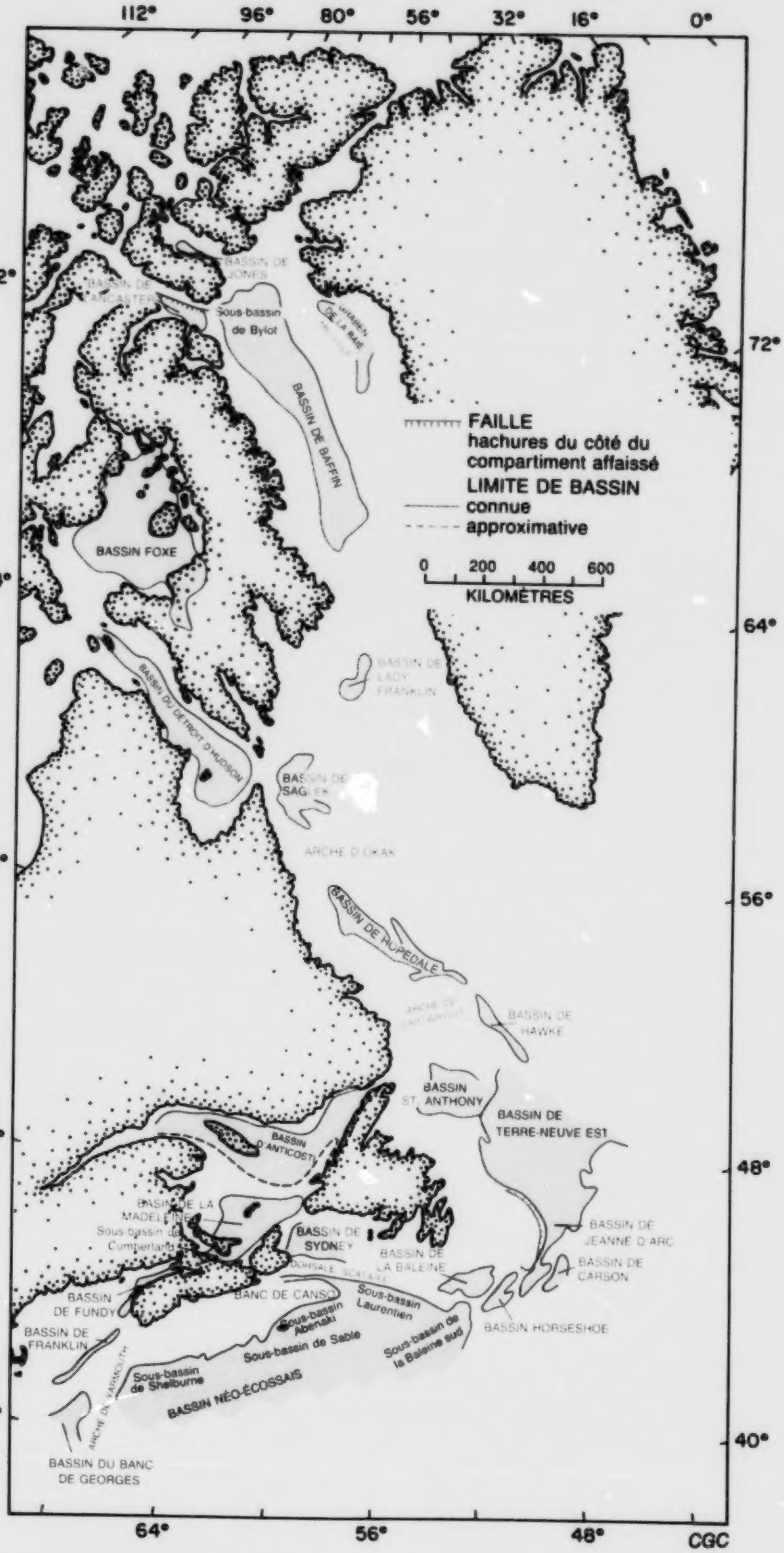


Figure 1-7. Bassins sédimentaires au large de la côte Est du Canada. D'après la carte 1707A de la profondeur du socle (en pochette). La position approximative des sous-bassins à l'intérieur du bassin Néo-Écossais est indiquée.

lithostratigraphie de base du bassin océanique. Le parcours 105 a été axé sur des questions plus spécifiques, par exemple sur la paléo-océanographie et le lien qui unit la mer du Labrador et la baie de Baffin à l'Atlantique Nord et à l'Arctique. Les autres parcours de ces projets ont donné divers résultats utiles qui sont décrits principalement au chapitre 8.

Données de sismique-réflexion recueillies par l'industrie

Depuis les premiers levés sismiques réalisés sur la plate-forme Néo-Écossaise en 1960, l'industrie a recueilli au moyen d'appareils multicanaux plus d'un million de kilomètres linéaires de profils de sismique-réflexion couvrant toute la zone extracôtière, incluant la baie de Baffin et la baie d'Hudson. Ces profils forment un réseau dense au-dessus des bassins sédimentaires de la plate-forme continentale; de nombreux profils se prolongent au-dessus des talus continentaux et certains, jusqu'au-dessus du glacis. La plupart des anciennes données étaient enregistrées à des temps de trajet double de 5 à 7 secondes tandis que les données les plus récentes ont été enregistrées aux 8 à 12 secondes. Par conséquent, il existe une excellente série de données pour l'étude de nombreux aspects des bassins sédimentaires extracôtiers. Leur seul inconvénient est de ne pas pénétrer complètement les parties les plus profondes des bassins et de rarement traverser la transition continent-océan.

Cartographie géologique : unités préquaternaires affleurant sur le fond océanique

Les unités préquaternaires sont soit des roches sédimentaires meubles ou consolidées, soit un socle cristallin. Ces roches ont été cartographiées en se basant sur des mesures de champ potentiel, décrites antérieurement dans le présent chapitre, en recourant à des dispositifs monocanaux de sismique-réflexion à faible profondeur et à haute résolution, à des appareils de forage et à un sonar à balayage latéral.

La sismique-réflexion constitue la technique la plus fructueuse pour la cartographie de ces unités préquaternaires extracôtières, en particulier là où elles sont surtout sédimentaires. Les profils de sismique-réflexion révèlent la répartition latérale de la roche ainsi que tous les plis ou failles. Le carottage des roches renseigne sur leur lithostratigraphie, leur biostratigraphie, leur milieu de dépôt, leur potentiel pétrolier et leur état de maturation. Les données de champ potentiel sont également largement utilisées. Le méthodes magnétiques sont surtout utiles lorsque le contraste de signature magnétique est important, comme dans le socle cristallin, les basaltes ou en travers des principales failles. Les observations du champ magnétique ont permis de délimiter des basaltes tertiaires au large du Groenland et de l'île de Baffin. L'étude gravimétrique est utile dans les eaux peu profondes où les réflexions multiples brouillent les cibles sismiques. Ce fait a pu être démontré dans les eaux côtières de la Nouvelle-Écosse où les mesures gravimétriques de haute précision permettent de reconnaître aisément des granites, des ardoises et des quartzites.

Les systèmes sismiques à haute résolution qui ont été utilisés comportent entre autres des systèmes à canal unique composés d'un seul hydrophone ou d'un dispositif court et d'un canon à air ou d'un étinceleur, des systèmes multicanaux applicables à des analyses allant jusqu'à une ou deux secondes de profondeur équivalente (environ 1 ou 2 km) et le système Huntec à haute résolution remorqué en profondeur. Un levé géophysique régional a permis d'établir la structure géologique; le dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur a permis de délimiter les zones où le substratum rocheux n'est pas trop profond pour y prélever des carottes; le carottier est alors utilisé pour recueillir des échantillons de la cible. Le sonar à balayage latéral, la photographie et les observations par submersible sont des moyens complémentaires qui ont été utilisés dans des situations particulières (voir le chapitre 10 pour des comptes rendus des systèmes de cartographie). Dans certaines zones, comme le détroit d'Hudson et la baie de Baffin, où les données recueillies par l'industrie sont peu nombreuses, les seules sources d'information sont des données sismiques et des données d'analyse d'échantillons recueillies pendant des expéditions réalisées par le Centre géoscientifique de l'Atlantique.

Bassins sédimentaires actuels

Les bassins sédimentaires situés au large de la côte Est du Canada sont montrés à la figure 1-7, sur les cartes de géologie, de tectonique et de profondeur du socle (cartes 1706A, 1707A et 1705A, en pochette) et dans les coupes sismiques (fig. 6 et 7, en pochette). Les bassins sont de trois âges différents : 1) principalement du Paléozoïque précoce — le bassin d'Anticosti dans le nord du golfe du Saint-Laurent, certaines parties des Grands Bancs méridionaux, la baie d'Hudson, le détroit d'Hudson, le bassin Foxe à l'ouest de l'île de Baffin et les grabens au sud-est de l'île de Baffin; 2) du Carbonifère — le bassin de la Madeleine dans le golfe du Saint-Laurent, comprenant les sous-bassins des Mines et de Cumberland, le bassin de Sydney à l'est de l'île du Cap-Breton et le bassin St. Anthony au nord-est de Terre-Neuve; et 3) du Mésozoïque-Cénozoïque — toute la marge continentale et la baie de Fundy.

La carte de la profondeur du socle montre la profondeur jusqu'au « socle sismique », soit la profondeur jusqu'à l'horizon sismique le plus profond au sein d'un bassin sédimentaire duquel on détecte l'énergie réfléchie. Il s'agit d'un horizon arbitraire étant donné que l'horizon le plus profond détecté dépend du système sismique et de la nature des sédiments du bassin. Citons le cas des bassins mésozoïques-cénozoïques de la marge longeant la Nouvelle-Écosse et Terre-Neuve. Les bassins sont profonds et les parties inférieures sont remplies de sel ce qui masque l'énergie sismique. Les seuls profils sismiques qui pénètrent jusqu'à la base de ces bassins sont les quelques profils sismiques profonds enregistrés par des appareils multicanaux et dont le temps double de réflexion atteint 20 secondes. Par conséquent, il faut faire preuve de jugement pour cartographier les grandes épaisseurs et il faut s'attendre à des incohérences entre la carte de la profondeur du socle (carte 1707A) et d'autres cartes du même type (Tucholke et Fry, 1985).

Sur le plan de l'épaisseur et de la superficie, les principaux bassins figurés sur ces cartes sont les bassins carbonifères de la Madeleine, de Sydney et St. Anthony et les bassins mésozoïques-cénozoïques.

Les bassins du Paléozoïque précoce sont épicratoniques, et sont en général relativement non déformés

(chapitre 12). Les bassins carbonifères sont des épieugéosynclinaux formés après l'orogenèse appalachienne et sont également relativement non déformés : leur origine tectonique n'a pas encore été élucidée. Le bassin de la Madeleine pourrait, par exemple, être un bassin d'avant-pays, le résultat d'un charriage du sud-est qui aurait provoqué l'affaissement de la croûte sous le golfe du Saint-Laurent là où elle se trouve actuellement, ou il pourrait s'agir d'un bassin « de coulissage » produit par distension ou par des failles de décrochement, ou les deux, dont les effets se seraient superposés l'un sur l'autre.

Les bassins mésozoïques-cénozoïques se sont formés par suite du rifting de l'Atlantique Nord, de l'expansion du fond océanique et de la subsidence. La plupart des bassins mésozoïques-cénozoïques sont limités du côté continental par une charnière et sont ouverts sur les bassins océaniques. Ils sont séparés les uns des autres par des arches et des zones de fractures. La déformation observée dans les bassins mésozoïques-cénozoïques résulte d'une distension et d'une subsidence et, dans les bassins méridionaux, d'une déformation causée par le déplacement de sel. Les sédiments les plus anciens contenus dans les bassins sont en général des roches clastiques continentales. Leur dépôt dans le bassin Néo-Écossais a suivi celui prévu par Falvey (1974) pour les marges continentales de type atlantique. Pendant l'étape de la formation de la vallée axiale, après le dépôt des roches clastiques continentales de la Formation d'Eurydice et des évaporites de la Formation d'Argo, cette zone a connu une activité volcanique (Wade et MacLean, chapitre 5). Les couches successives sont composées notamment de dolomies évaporitiques (Formation d'Iroquois) et de roches clastiques continentales (Formation de Mohican). Une discordance locale importante, la discordance de rupture, sépare les formations d'Eurydice et d'Argo des formations d'Iroquois et de Mohican. Les séquences postérieures à la rupture sont dans l'ordre ascendant : les roches clastiques et carbonatées du Jurassique moyen à supérieur; les sédiments fluvio-deltaïques du Crétacé inférieur, les shales, craies et calcaires marins du Crétacé supérieur et les roches clastiques du Tertiaire. Contrairement à ce que l'on croyait dans le passé, ces séquences peuvent comporter plusieurs lacunes importantes. Les séquences les plus susceptibles de contenir des gisements de pétrole dans le bassin Néo-Écossais sont les roches clastiques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, en particulier là où des conditions de surpression existent dans les roches réservoirs.

Dans les bassins des Grands Bancs, les séquences mésozoïques-cénozoïques ont été groupées en six séquences sismiques régionales, dont la période de dépôt a été marquée par deux épisodes de rifting et de subsidence (Grant et McAlpine, chapitre 6). Ces séquences sont, dans l'ordre ascendant : une séquence de couches rouges, d'évaporites et de roches carbonatées de rift avorté; une séquence de shales et de calcaires marins de bassin épicontinental; une séquence de roches clastiques de milieu marin peu profond à non marin de la phase tardive du rift; une séquence de roches silicoclastiques déposées durant la transition à la dérive continentale (phase I); une séquence de shales marins et de craies également déposés lors de la transition à la dérive continentale (phase II); une séquence de roches clastiques à grain fin de marge passive. La principale discordance est la discordance d'Avalon du Jurassique tardif-Crétacé précoce; elle est le résultat de la déformation, du soulèvement et de l'érosion qui ont duré de 50 à 60 Ma, et correspond à au moins quatre événements d'érosion moins importants. La plupart des roches réservoirs se trouvent dans la séquence de la phase tardive du rift. Le bassin de Jeanne d'Arc sur les Grands Bancs est peut-être recoupé par une série de failles transversales associées à son prolongement et à son approfondissement vers le nord, mais ces structures ne sont pas clairement comprises.

Les roches ignées sont surtout associées aux épisodes de rifting ou de réorganisation subséquente des plaques. Les roches ignées associées au rifting sont notamment les basaltes du Jurassique précoce et les dykes associés de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve, ainsi que les basaltes du Tertiaire précoce et les dykes associés du sud de l'île de Baffin, du détroit de Davis et du Groenland occidental. La réorganisation des plaques s'est traduite par un volcanisme au Crétacé, sur la plate-forme Néo-Écossaise, et la formation de la chaîne de monts de Terre-Neuve, à l'est des Grands Bancs.

Les autres bassins mésozoïques-cénozoïques situés au large de la côte Est du Canada comportent en général des séquences moins complètes.

Les principales découvertes de pétrole et de gaz qui ont été faites au large de la côte Est du Canada se trouvent dans les bassins mésozoïques-cénozoïques. Les principales roches mères sont des shales du Jurassique supérieur qui sont attribués à la Formation de Verrill Canyon dans le bassin Néo-Écossais (chapitre 5) et le Membre d'Egret de la Formation de Rankin dans le bassin de Jeanne d'Arc (chapitre 6). Les roches réservoirs datent généralement du Jurassique tardif au Crétacé précoce. Ce sont notamment les formations de Mic Mac, de Missisauga et de Logan Canyon, dans le bassin Néo-Écossais; les formations de Jeanne d'Arc, d'Hibernia, de Catalina, d'Eastern Shoals, d'Avalon et de Ben Nevis, dans le bassin de Jeanne d'Arc; et la Formation de Bjarni dans le bassin de Hopedale. D'autres roches réservoirs se trouvent peut-être dans le Tertiaire, en particulier dans le nord (chapitre 7).

SÉDIMENTS DE SURFACE

Cartographie

Des méthodes du type servant à la cartographie des affleurements du substratum rocheux sur le fond marin ou près de celui-ci ont été utilisées pour cartographier des sédiments en surface (voir les fig. 2 et 3, en pochette). Le dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur, conjointement avec un sonar sismique monocanal à balayage latéral et d'autres systèmes acoustiques, a été employé dans une région précise pour en établir la stratigraphie régionale des sédiments de surface et reconnaître les faciès sismiques. La lithologie, la biostratigraphie, la paléoécologie et les propriétés géotechniques des sédiments sont déterminées à partir de carottes obtenues par carottage à piston et d'autres types d'échantillons. Dans les premières études menées sur la plate-forme Néo-Écossaise, des enregistrements par échosondage effectués par le Service hydrographique du Canada ont été utiles; les caractéristiques du fond marin pouvaient être établies à partir de la nature des réflexions et, dans certains cas, les unités sous-jacentes pouvaient être délimitées jusqu'à des profondeurs de quelques dizaines de mètres, à condition que les sédiments soient relativement tendres et que le sondeur puisse les traverser facilement (Piper et al., chapitre 10).

L'étude des talus et des bassins océaniques a été faite au moyen de techniques similaires à celles utilisées pour les plates-formes, à deux différences importantes près. Les sonars à balayage latéral permettent d'obtenir une couverture de surface d'une région plus facilement en eau profonde qu'en eau peu profonde, et divers systèmes de ce type ont été employés lors d'études particulières menées sur les talus. Toutefois, aucun instrument permettant d'obtenir des données sismiques de très haute résolution n'existe actuellement pour les profondeurs d'eau dépassant environ 500 m, limite utile du dispositif Huntec remorqué en profondeur. Par conséquent, la stratigraphie sismique n'est que d'une résolution de quelques mètres ou dizaines de mètres, plutôt que de quelques dizaines de centimètres.

Les systèmes à balayage latéral utilisés comprenaient le GLORIA, système à balayage à longue portée dont la largeur du couloir couvert est d'environ 70 km et la résolution horizontale de 100 m environ, ainsi que le SEAMARC I, système remorqué à grande profondeur dont la largeur de couloir couvert est de 5 km et la résolution horizontale de 2 m environ. Ces systèmes ont servi principalement à cartographier les éléments morphologiques des talus, dont un exemple est le cône Laurentien (voir les chapitres 11 et 14).

Les échantillons provenant des talus et du fond ont été obtenus surtout au moyen de carottiers à piston, dont des carottes de 30 m prélevées en 1987. Toutefois, l'échantillonnage effectué dans le cadre du Deep Sea Drilling Project (DSDP) et du Programme de sondage des fonds marins (PSFM) dans la mer du Labrador et la baie de Baffin a produit des informations utiles sur ces zones profondes et a fourni des coupes de référence auxquelles peuvent être comparées des données plus limitées obtenues par d'autres moyens.

Propriétés mécaniques

K. Moran

Les mesures géotechniques définissent les caractéristiques physiques et le comportement des sédiments lorsque ces derniers sont sous charge ou perturbés, et contribuent par conséquent à la solution des problèmes géologiques ainsi qu'à la conception et à la réalisation des ouvrages en mer. Par exemple : quelle était l'épaisseur des nappes glaciaires sur les plates-formes pendant le Pléistocène ? La réponse peut être trouvée dans les propriétés physiques actuelles des sédiments couverts de glace. La construction d'une île artificielle devant servir au forage d'exploration ou de production peut poser un problème de génie. Il faut dans ce cas prévoir la réaction du fond marin à la charge que constituera l'île ainsi qu'aux charges créées par la glace, le vent et la mer et qui sont transmises au fond marin par l'intermédiaire de l'île, afin de garantir la solidité de l'ouvrage.

La mesure des caractéristiques géotechniques s'est faite généralement par l'exécution d'essais sur des échantillons prélevés sous le fond marin au moyen de techniques classiques de carottage rotatif et de carottage par tiges, techniques adaptées aux conditions du golfe du Mexique dans les années 60. Ces méthodes ont un inconvénient, car les carottes peuvent être considérablement perturbées, des contraintes étant libérées pendant leur récupération. Le prélèvement d'échantillons ayant une perturbation minimale en vue de leur essai en laboratoire revient cher; c'est pourquoi, dans de nombreux cas, on fait appel à des méthodes de mesure in situ. Voici les techniques qui ont été utilisées au large des côtes canadiennes. Un pénétromètre à cône est enfoncé d'une façon continue dans les sédiments en vue de déterminer le profil de la résistance à la pénétration à sa pointe, le frottement sur ses flancs et la réponse de la pression interstitielle des sédiments. Le pénétromètre donne un enregistrement stratigraphique continu avec la profondeur et de bonnes estimations de la masse volumique et de la résistance. Une deuxième méthode consiste à utiliser un pressiomètre capable de forer son propre trou jusqu'à la profondeur nécessaire pour l'essai. L'appareil est constitué d'une membrane gonflable qui, une fois dilatée, donne une courbe contrainte-déformation du sédiment. Le pressiomètre mesure par conséquent in situ la contrainte latérale, le module d'élasticité transversale, la résistance maximale au cisaillement et la pression interstitielle. Il est aussi possible d'enfoncer dans le fond marin un appareil simple appelé scissomètre : sa rotation permet de mesurer in situ la résistance au cisaillement du fond marin non drainé. Ces méthodes ainsi que d'autres servent à établir des caractéristiques géotechniques dans une petite région seulement, c'est-à-dire le site ou le trou de sonde étudié, et il faut donc en extrapoler les résultats. Cette extrapolation nécessite la connaissance de la géologie de la région avoisinante pour que l'extrapolation se fasse dans des limites raisonnables. Cette connaissance s'acquiert de diverses manières et en particulier au moyen de méthodes sismiques (voir le chapitre 14).

Étude des zones côtières

L'étude des zones côtières se fait de deux façons. Il s'agit, en premier lieu, de cartographier les structures et les dépôts côtiers et, en second lieu, de comprendre les processus côtiers anciens et actuels. Les difficultés sont parfois de taille; il est difficile par exemple d'établir l'influence des vagues sur le transport des sédiments, car elles détruisent les instruments. En outre, il est difficile de lier les processus littoraux à ceux de la plate-forme interne, car il est malaisé pour la plupart des navires océanographiques de manoeuvrer près de la côte et parce que les systèmes sismiques sont parasités par des réflexions multiples dans les eaux peu profondes. Ces difficultés se multiplient dans les zones englacées (voir les chapitres 11 et 14).

En cartographie côtière, on travaille généralement d'abord à petite échelle pour passer à grande échelle, en se servant de données obtenues par des satellites et par des aéronefs volant à des altitudes de plus en plus basses, ainsi que de toutes les cartes topographiques, bathymétriques et géologiques pouvant exister. La cartographie côtière classique exploite l'imagerie spatiale par exemple, mais aussi d'autres parties du spectre électromagnétique à des fins particulières. L'imagerie spatiale n'est utile pour la cartographie que dans certaines situations, car la zone côtière est généralement très étroite. Elle sert cependant à l'étude de la glace de mer et de la concentration des sédiments en suspension au large, ainsi qu'aux études régionales des formes de relief sur terre. Les échelles des photographies aériennes qui existent généralement au Canada sont de 1/60 000 pour les régions septentrionales et de 1/10 000 pour les régions méridionales. Les vidéophotographies obliques aériennes sont généralement obtenues

à une altitude d'environ 200 m. Les résultats de la cartographie faite à partir de ces données de télédétection sont utilisés pour la sélection des zones représentatives où s'effectuent des études locales de la morphologie et des sédiments, de la stabilité de la côte et des processus en jeu.

Les études des processus ne sont pas des tentatives pour comprendre la dynamique de la région côtière elle-même et ses relations d'une part avec la terre et d'autre part avec la mer. Ces études consistent à surveiller le transport des sédiments à travers la zone côtière et le long du rivage ainsi que les processus à l'intérieur de la zone de déferlement des vagues et sur la plage. Un exemple du type d'instrument utilisé est le RALPH qui permet de mesurer l'interaction entre la mer et le fond marin (voir la fig. 1-8). Dans les zones arctiques, la glace de mer et la présence de pergélisol influent fortement sur les processus. Par conséquent, il faut étudier le régime thermique et la mécanique de la glace de mer, ainsi que l'interaction de cette dernière avec la côte, outre les mesures typiques des études effectuées dans les régions méridionales. La partie la plus importante du régime thermique se situe dans les quelques mètres supérieurs dans lesquels se produit le dégel annuel (voir les chapitres 11 et 14).

Processus en mer profonde

Des données sur les processus modifiant le fond marin à l'heure actuelle sont obtenues à partir de cartes, d'observations des processus, d'expériences et de modélisations.

La cartographie à diverses échelles permet d'obtenir des données sur les figures sédimentaires de fond marin et sur des phénomènes comme les marques d'affouillement par des icebergs actuels et anciens. Les techniques les plus utiles pour ce type d'observation sont l'imagerie à balayage latéral et les profils sismiques; la résolution nécessaire dépend de l'échelle de ces structures. Les photographies prises au moyen de chambres remorquées en profondeur sont utiles dans les études de morphologie de fond, par exemple des marques d'affouillement par la glace, et dans

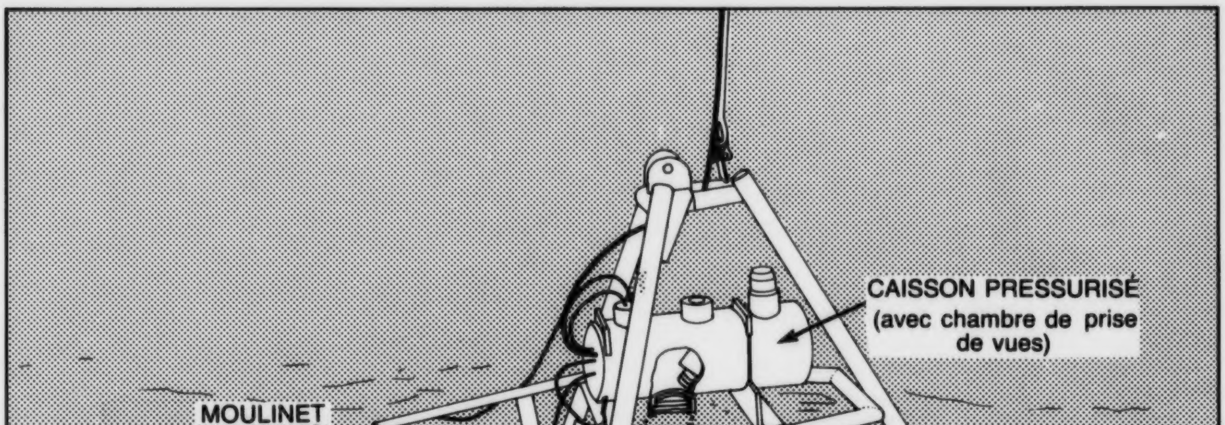


Figure 1-8. RALPH : instrument qui sert à mesurer l'interaction entre la mer et le fond marin.

les études de vannage des sédiments par les courants de fond. Les cartes, qui sont mises à jour de temps à autre, montrent les changements de la morphologie du fond marin, par exemple, le taux annuel de production de nouvelles marques d'affouillement et la vitesse à laquelle les anciennes disparaissent (voir le chapitre 2).

Des observations sur le terrain et des expériences en laboratoire permettent d'essayer d'établir les types de processus à l'origine du transport des sédiments et de relier les processus observés sur le fond marin à des mécanismes d'entraînement comme les vagues et les courants. La cartographie successive est un exemple de ce type de travail, mais des expériences et des observations de nombreux types ont été effectuées. Des traceurs radioactifs permettent d'étudier la dispersion des sédiments dans les figures sédimentaires de fond mobiles (Long, 1986). Des instruments sont mis en place sur le fond marin pour mesurer et observer simultanément un certain nombre de paramètres. Voici quelques exemples d'observations de ce type, ainsi que leur but : des photographies du fond marin, souvent en accéléré, montrent la mobilité et le type des figures sédimentaires de fond sous l'effet des vents et des courants; la mesure des courants à diverses profondeurs indique les contraintes au niveau du fond marin; la détermination de la transparence fournit des renseignements sur les sédiments en suspension; et l'observation de la hauteur jusqu'à la surface de la mer renseigne sur les marées et les vagues. Des submersibles fournissent l'occasion d'observer directement des processus, mais uniquement par beau temps.

Il ne faudrait pas sous-estimer par ailleurs les difficultés associées à ces types d'observations. Les difficultés pratiques sont dues au fait que la mer est un milieu inhospitalier, qu'une grande partie du matériel de contrôle est par nature fragile et que les quantités de données devant être stockées et récupérées peuvent être énormes. Enfin, les instruments peuvent perturber les processus qu'on désire mesurer.

Sédiments quaternaires et processus actuels

La carte 1711A (en pochette) montre la distribution des sédiments quaternaires sur la plate-forme continentale. La figure 3 – Structures quaternaires de subsurface (en pochette) – montre des moraines, des chenaux et d'autres structures résultant de processus glaciaires . Un grand nombre de ces structures font obstacle à la mise en valeur des ressources extracôtières. La figure 2 – Structures de surface (en pochette) – montre la texture des sédiments superficiels qui, par endroits, peuvent former un placage mince sur des sédiments quaternaires cartographiés, de composition différente, et de structures de fond récentes comme des figures sédimentaires sableuses et des marques d'affouillement dues à des icebergs. Ces figures ne commencent qu'au-delà de la zone littorale pour atteindre la bordure de la plate-forme continentale, révélant le manque de données systématiques pour les eaux profondes et très peu profondes.

Du till a été cartographié sur presque toute la largeur des plates-formes continentales au large de l'Est du Canada, ce qui révèle l'ancienne présence de nappes glaciaires qui atteignaient la bordure de la plate-forme continentale. Dans la plupart des endroits, ce till semble remonter à la dernière glaciation (Wisconsinien), bien qu'il puisse exister encore des restes des premières glaciations. Dans la majeure partie des régions, les dépôts de till expriment un recul des nappes glaciaires. D'importantes moraines se sont développées là où la ligne d'échouage d'une marge de glace flottante est restée stationnaire pendant longtemps, et des sédiments glaciomarins se sont déposés du côté de la mer. Sur le talus continental, des boues proglaciaires se sont accumulées dans la plupart des zones situées au large de la marge glaciaire, bien que des sables et des graviers aient pu se déposer là où l'eau de fonte sous-glaciaire s'est déversée, et des diamictons mal triés se soient accumulés par suite d'un apport de sédiments provenant de la fonte d'icebergs.

Les glaciers ont ainsi couvert la presque totalité de la plate-forme continentale au large de l'Est du Canada, il y a seulement 50 000 ans. Cette glace, qui s'étendait au sud de 45° de latitude N, se trouvait à moins de 1 400 km du pôle dans l'archipel arctique, et peut-être plus près de l'équateur que du pôle; elle s'est approchée des latitudes moyennes chaudes où dominent les effets du Gulf Stream, ce qui aurait apporté de grandes quantités d'humidité aux nappes glaciaires du sud. La mer du Labrador était probablement un important corridor pour les tempêtes qui nourrissaient les zones de glaces plus au nord.

Par contre, on n'a pour ainsi dire pas observé de sédiments glaciaires sur la plate-forme continentale à l'est des États-Unis; du till se trouve uniquement sur la plate-forme continentale interne entre le banc de Georges et New York. Vers le sud, les sédiments superficiels de la plate-forme continentale sont des dépôts fluviatiles du Pléistocène qui ont été remaniés au cours de la montée du niveau marin à l'Holocène.

Le till est généralement recouvert de boues et de silts glaciomarins épais – dépôts des matériaux stratifiés fluvioglaciaires à grain fin dans la mer. Sur certains bancs externes, peu profonds de la plate-forme continentale, des matériaux stratifiés fluvioglaciaires ont été cartographiés en subsurface, et certains chenaux de subsurface peuvent être d'origine fluviale. Cependant, la plupart sont probablement en partie d'origine sous-glaciaire.

Sur les plates-formes continentales méridionales moins profondes, la montée du niveau marin du Wisconsinien tardif-Holocène a fortement influencé la répartition régionale des sédiments. Des sables et graviers triés trouvés au sommet des bancs proviennent du granoclassement des dépôts glaciaires dans la zone côtière par suite de la transgression. Le till et les silts glaciomarins minces qui se trouvaient sur la plate-forme continentale interne ont été en grande partie enlevés par l'érosion côtière à mesure que le niveau marin montait. Des sédiments postglaciaires à grain fin se sont accumulés dans des bassins. À des latitudes plus septentrionales, où les plates-formes continentales sont plus profondes, les dépôts glaciaires ont été moins remaniés, bien qu'on retrouve des boues postglaciaires dans des bassins plus profonds.

La déglaciation s'est produite plus tard au nord qu'au sud, de sorte que des faciès équivalents sont plus récents au nord. Elle s'est en outre produite d'abord sur les parties externes des plates-formes continentales; par conséquent les dépôts présents sur une plate-forme peuvent être diachrones. Les premières glaciations ont probablement produit des faciès dont la répartition est similaire à celle qui a été cartographiée pour le Wisconsinien, mais ces

sédiments ont été largement enlevés par l'érosion glaciaire à mesure que les glaces wisconsiniennes avançaient. L'épaisseur et le comportement physique des nappes glaciaires qui couvraient autrefois les plates-formes continentales ne sont pas bien définis sur les cartes de la répartition des sédiments glaciaires; il reste à savoir jusqu'à quel point on peut utiliser les caractéristiques des calottes glaciaires bien connues comme modèles de la glaciation du Pléistocène au large.

La figure 2 (structures de surface) et la figure 4 (géomorphologie côtière) montrent les effets de processus actuels sur la configuration des dépôts quaternaires. La carte 1711A (Géologie du Quaternaire) montre la répartition des unités lithologiques cartographiables. La figure 2 montre la nature de la couche mince des sédiments du fond marin – analogue au sol en milieu continental. Dans de nombreuses zones, ce « sol » vient des unités quaternaires sous-jacentes et présente des caractéristiques texturales similaires – sables et graviers sur les bancs externes de la plate-forme Néo-Écossaise ou boue dans les bassins profonds. Ailleurs, les unités lithostratigraphiques quaternaires présentent une surface d'érosion recouverte par un placage de sédiments plus récents, transportés par des icebergs ou résultant de l'affouillement par ces derniers ou encore du remaniement de sédiments pendant la montée du niveau marin au Wisconsinien tardif-Holocène. La répartition générale des clastes de la taille du gravier laisse apparaître l'origine glaciaire d'une grande partie des sédiments et est caractéristique des plates-formes anciennement englacées. Toutefois, sur les plates-formes septentrionales, le remaniement des sédiments du fond marin est surtout attribuable aux effets de labourage dus à l'affouillement par des icebergs échoués. Les icebergs récents à faible tirant d'eau produisent des marques d'affouillement jusqu'à des profondeurs d'eau de quelques centaines de mètres, tandis que les icebergs pléistocènes à tirant d'eau supérieur ont produit des cicatrices d'affouillement jusqu'à des profondeurs d'eau de 700 m par endroits. Ce phénomène a créé, sur le fond marin, un réseau particulier de cannelures et de creux, atteignant des profondeurs de plusieurs mètres. Les plates-formes continentales méridionales sont modelées par des courants plutôt que par des effets de glace. Des courants, surtout de marée dans la baie de Fundy, et surtout de tempête sur les bancs de la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs, ont donné des figures sédimentaires sableuses diverses. D'autres structures du fond marin sont le résultat de processus de subsurface, par exemple des trous cratériformes créés par le dégagement de fluides et de gaz de subsurface (King et MacLean, 1970).

La figure 4 (en pochette), qui représente des formes côtières, peut être considérée comme l'instantané d'un processus continu d'ajustement du niveau marin après une glaciation. Dans un grand nombre de zones méridionales de la région, le niveau marin relatif monte à la suite du retrait des glaciers. Sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse, par exemple, cette montée peut atteindre 4 mm par an. Dans des zones plus septentrionales, sur la rive nord du golfe du Saint-Laurent ainsi que sur les côtes du Labrador et de l'île de Baffin, le niveau marin relatif descend.

La nature du littoral dépend en outre du marnage – microtidal dans le golfe du Saint-Laurent, macrotidal dans la baie de Fundy, la baie d'Ungava et les baies du sud-est de l'île de Baffin (voir la fig. 14-1, chapitre 14). L'exposition à des vagues de tempête et la durée de la saison libre de glace influent sur l'importance de l'érosion et du remaniement de la côte par les vagues.

Une grande partie de la côte de l'Est du Canada ne reçoit qu'un apport limité de sédiments meubles provenant de sources locales d'origine glaciaire, de tills et de dépôts fluvioglaciaires. La plupart des fleuves et rivières apportent peu de sédiments au littoral, car ces derniers sont généralement piégés dans des irrégularités de talweg (chemin de la vallée) en amont. Les cours d'eau alimentés par l'eau des glaciers et s'écoulant dans les fjords de l'île de Baffin constituent une importante exception. Ils ont en effet édifié des sandurs (plaines alluviales proglaciaires). À l'exception de certaines parties du golfe du Saint-Laurent et de la baie de Fundy, le substratum rocheux est résistant et n'est qu'une source relativement peu importante de sédiments. L'érosion glaciaire irrégulière de ce substratum donne une côte irrégulière et fortement compartimentée le long de laquelle le transport littoral des sédiments est peu important. La côte de l'Est du Canada est surtout rocheuse; les plages sont généralement petites et graveleuses. La partie sud-ouest du golfe du Saint-Laurent, bordée d'un substratum rocheux tendre du Carbonifère et ayant un niveau marin relativement stable, est une des rares régions où se trouvent de grandes plages sableuses à fort transport littoral. L'envasement des ports de pêche y constitue un problème important.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient C.E. Keen, K. Louden, R. Macnab, I. Reid et B. Smith qui ont contribué à la rédaction de ce chapitre ou qui ont fourni conseils et renseignements opportuns. Ils remercient également C. Amos, H.B.S. Cooke, C.E. Keen, C.F.M. Lewis, Bernie MacLean, Brian MacLean et J.A. Wade qui ont examiné scrupuleusement tout le chapitre ou de grandes parties du chapitre; et enfin R. Macnab, B. Smith, I. Reid, K. Louden, G. Cameron et M. Best qui ont aidé à sa préparation.

RÉFÉRENCES

Adams, J.
1985 : Canadian crustal stress data - a compilation to 1985; Earth Physics Branch, Open File 85-31, 77 p.

Bartlett, G.A. and Smith, L.
1971 : Mesozoic and Cenozoic history of the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 65-84.

Bell, J.S. and Gough, D.I.
1979 : Northeast-southeast compressive stress in Alberta; Earth & Planetary Science Letters, v. 45, no. 2, p. 382-475.

Dahl, W.H.
1925 : Tertiary fossils dredged off the northeastern coast of North America; American Journal of Science, Series 5, v. 10, p. 213-218.

Dawson, J.O.
1868 : Acadian Geology (second edition); MacMillan and Company, London, 694 p.

Ervine, W.R. and Bell, J.S.
1987 : Subsurface in-situ stress magnitudes from oil well drilling records : an example from the Venture area, offshore eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1748-1759.

Ewing, G.N., Dainty, A.M., Blanchard, J.E., and Keen, M.J.
1966 : Seismic studies of the eastern seaboard of Canada : the Appalachian system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 89-109.

Falvey, D.A.
1974 : The development of continental margins or plate tectonic theory; Australian Petroleum Exploration Association Journal, v. 14, p. 95-106.

Godby, E.A., Baker, R.C., Bower, M.E., and Hood, P.J.
1966 : Aeromagnetic reconnaissance of the Labrador Sea; Journal of Geophysical Research, v. 71, p. 511-517.

Gough, D.I.
1984 : Mantle upflow under North America and plate dynamics; Nature, v. 311, p. 428-433.

Heffler, D.E. and Barrett, D.L.
1979 : OBS development at Bedford Institute of Oceanography; Marine Geophysical Reserches, v. 4, p. 227-245.

Hood, P.J.
1964 : Sea magnetometer reconnaissance of Hudson Bay; Geophysics, v. 29, p. 916-921.

Hood, P.J. (ed.)
1971 : Offshore Eastern Canada Symposium; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, 652 p.

Howie, R.D. and Cumming, L.M.
1963 : Basement features of the Canadian Appalachians; Geological Survey of Canada, Bulletin 89, 18 p.

Hutchins, R.W., McKeown, D.L., and King, L.H.
1976 : A deep tow high resolution seismic system for continental shelf mapping; Geoscience Canada, v. 3, p. 95-100.

Hyndman, R.D., Jessop, A.M., Judge, A.S., and Rankin, D.S.
1979 : Heat flow in the Maritime Provinces of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1154-1165.

Issler, D.R.
1984 : Calculation of organic maturation levels for offshore eastern Canada implications for general application of Lopatin's method; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 477-488.

Issler, D.R. and Beaumont, C.B.
1986 : Estimates of terrestrial heat flow in offshore eastern Canada : discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 2083-2085.

Kennard, L., Schafer, C., and Carter, L.
in press : Late Cenozoic evolution of Sackville Spur : A sediment drift on the Newfoundland Continental Slope; Canadian Journal of Earth Sciences.

Kidd, R.B. and Hill, P.R.
1986 : Sedimentation on mid-ocean drifts; in North Atlantic Paleoceanography, ed. C.P. Summerhayes and N.J. Shackleton; Geological Society, Special Publication no. 21, p. 87-102.

King, L.H. and MacLean, B.
1970b : Pockmarks on the Scotian Shelf; Geological Society of America, v. 81, p. 3141-3148.

Lewis, J.F. and Hyndman, R.D.
1976 : Oceanic heat flow measurements over the continental margins of eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1031-1038.

Loncarevic, B.D. and Woodside, J.M.
1984 : Coastal geophysics : gravity measurements in Mahone Bay, N.S. with a shipborne seagravimeter : Canadian Geophysical Union, Program with Abstracts, 20 May 1 June, 1984, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, p. 20.

Long, B.
1986 : Techniques of tracers; in Sediment Transport and Industry Needs, ed. D.O. Hodgins, D.A. Huntley, W.D. Finn, B. Long, G. Drapeau and A.J. Bowen; Environmental Studies Revolving Funds, Report 027, p. 151-214.

Louden, K.E., Fang, C., and Wright, J.A.
1985 : Heat flow and depth versus age in the Labrador Sea; EOS, Transactions of the American Geophysical Union, v. 66, p. 1059.

Louden, K.S., Wallace, D.O., and Courtney, R.C.
1987 : Heat flow and depth versus age for the Mesozoic NW Atlantic Ocean : results from the Sohm Abyssal Plain and implications for the Bermuda Rise; Earth and Planetary Science letters, v. 83, p. 109-122.

Macnab, R., Loncarevic, B.D., Cooper, R.V., Girouard, P.R., Hughes, M.D., and Shouzhi, F.
1985 : A regional marine multiparameter survey south of Newfoundland; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 325-332.

McGarr, A.
1982 : Analysis of states of stress between provinces of constant stress; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 9279-9288.

Officer, C.B. and Ewing, M.
1954 : Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain : Part 7. Continental shelf, continental slope, and continental rise south of Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 653-670.

Piper, D.J.W., Shor, A.N., and Hughes Clarke, J.E.
1988 : The 1929 Grand Banks earthquake, slump and turbidity current; Geological Society of America, Special Paper 229, p. 77-92.

Pye, G.D. and Hyndman, R.D.
1972 : Heat-flow measurements in Baffin Bay and the Labrador Sea; Journal of Geophysical Research, v. 77, p. 938-944.

Reiter, M. and Jessop, A.M.
1985 : Estimates of terrestrial heat flow in offshore eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1503-1517.
1986 : Estimates of terrestrial heat flow in offshore eastern Canada :Reply; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 2085-2086.

Shepard, F.P.
1931 : Saint Lawrence (Cabot Strait) submarine trough; Geological Society of America Bulletin, v. 42, p. 853-8654.

Spencer, J.W.
1903 : Submarine valleys off the American coast and in the North Atlantic; Geological Society of America Bulletin, v. 14, p. 207-226.

Srivastava, S.P.
1978 : Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic; Geophysical Journal, v. 52, p. 313-357.
1983 : Davis Strait; structures, origin and evolution; in Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge - New Methods and Concepts, ed. M.H.P. Bott et al.; Nato Conference Series IV, Marine Sciences, v. 8, p. 159-189.

Srivastava, S.P., Arthur, M., and Clement, B., et al.
1987 : Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A, Initial Report, Leg 105, 917 p.

Stein, S., Sleep, N.H., Geller, R.J., Wang, S., and Kroeger, G.C.
1979 : Earthquakes along the passive margin of eastern Canada; Geophysical Research Letters, v. 6, p. 537-540.

Stockmal, G.S., Colman-Sadd, S.P., Keen, C.E., O'Brien, S.J., and Quinlan, G.
1987 : Collision along an irregular margin : A regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1098-1107.

Tucholke, B.E. and Fry, V.A.
1985 : Basement structure and sediment distribution in the Northwest Atlantic Ocean; American Association of Petroleum Geologists, v. 69, p. 2877-2897.

Upham, W.
1894 : The fishing banks between Cape Cod and Newfoundland; American Journal of Science, Series 3, v. 47, p. 123-129.

Williams, G.L. and Brideaux, W.W.
1975 : Palynological analysis of Late Mesozoic-Cenozoic rocks of the Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Bulletin 236, 162 p.

Willmore, P.L. and Scheidegger, A.E.
1956 : Seismic observations in the Gulf of St.Lawrence; Transactions of the Royal Society of Canada, series 3, v. 50, p. 21-38.

Wright, J.A., Keen, C.E., and Keen, M.J.
1984 : Marine heat flow along the north-east coast of Newfoundland : Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 93-100.

Zoback, M.L. and Zoback, M.D.
1980 : State of stress in the conterminous United States; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 6113-6156.

Adresse des auteurs

M.J. Keen
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique
Bedford P.O. Box 1006
Darthmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

D.J.W. Piper
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique
Bedford P.O. Box 1006
Darthmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

Imprimé au Canada

Chapitre 2

TECTONIQUE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES

Introduction

Tectonique du Paléozoïque

Tectonique du Mésozoïque-Cénozoïque
- Tectonique verticale et volcanisme au cours du rifting
- Baie de Baffin : une énigme
- Histoire de la subsidence postérieure au rifting

Héritage tectonique et styles tectoniques contrastants

Anomalies magnétiques et gravimétriques
- Principales structures du Précambrien et du Paléozoïque
- Anomalies gravimétriques de la bordure de la plate-forme continentale
- Anomalie magnétique de la côte Est et expression magnétique de la limite océan-continent
- Signature magnétique des basaltes

Structure profonde déterminée à partir d'observations sismiques

Transects
- Marges de divergence
- Marges transformantes
- Les Appalaches de Terre-Neuve

Conclusions

Remerciements

Références

Roches ignées de la marge continentale
G. Pe-Piper, D.J.W. Piper, M.J. Keen et N.J. McMillan

Introduction
Roches ignées du Mésozoïque précoce
Roches ignées du Mésozoïque tardif
Origine du volcanisme crétacé — point chaud ou réactivation de fractures
Ouverture de la mer du Labrador
Références

GROENLAND
BAIE DE BAFFIN
ÎLE DE BAFFIN
BASSIN FOXE
BAIE D'HUDSON
DÉTROIT D'HUDSON
FAILLE TRANSFORMANTE D'UNGAVA
MER DU LABRADOR
Québec
Labrador
Arche de Cartwright
PLATE-FORME NORD-EST DE TERRE-NEUVE
ZONE DE FRACTURE DE CHARLIE-GIBBS
DÔME ORPHAN
BASSIN ORPHAN
PASSE FLAMANDE
BONNET FLAMAND
GOLFE DU SAINT-LAURENT
CHENAL LAURENTIEN
LES GRANDS BANCS DE TERRE-NEUVE
BASSIN DE TERRE-NEUVE
Î.-P.-É.
É.-U.
PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
BANC DE GEORGES
OCÉAN ATLANTIQUE
FAILLE TRANSFORMANTE DE TERRE-NEUVE
PLAINE SOHM
Kilomètres
0 200 400
CGC

Chapitre 2

TECTONIQUE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES

C.E. Keen, B.D. Loncarevic, I. Reid, J. Woodside, R.T. Haworth et H. Williams

accompagné d'un article sur les roches ignées rédigé par
G. Pe-Piper, D.J.W. Piper, M.J. Keen et N.J. McMillan

INTRODUCTION

La théorie d'ouverture et de fermeture des océans, dite du cycle de Wilson, est celle qui explique le mieux l'histoire tectonique de la région située au large de la côte Est du Canada. L'histoire inscrite dans l'orogène appalachien (fig. 2-1, 2-2) est claire : rifting au Précambrien tardif et formation au Paléozoïque d'une marge continentale passive en bordure de l'océan Iapetus, équivalent, à cette ère, de l'océan Atlantique. L'océan Iapetus se ferme à l'Ordovicien, détruisant ainsi la marge passive. La subduction et l'accrétion qui en résultent sont inscrites dans les roches paléozoïques de la région. La destruction de la marge passive au cours de l'Ordovicien s'accompagne d'une obduction vers l'ouest, d'ophiolites et de roches sédimentaires provenant de la marge elle-même. Les épisodes de déformation qui ont mené à la formation des Appalaches se sont poursuivis par à-coups durant tout le Paléozoïque; à cette époque, plusieurs grands terranes suspects ou allochtones se sont accolés à l'Amérique du Nord, à l'est des nappes de charriage obductées. La géométrie particulière à l'interaction des plaques a, de plus, conduit à la formation des bassins sédimentaires du golfe du Saint-Laurent au Paléozoïque tardif. Le rifting au Mésozoïque et l'expansion des fonds océaniques qui l'a suivi ont mené à la naissance de l'Atlantique Nord (fig. 2-3). C'est ainsi qu'ont été créées les marges passives actuelles, qui dominent aujourd'hui la zone extracôtière. Les marges de divergence situées au large de la Nouvelle-Écosse, à l'est des Grands Bancs et au nord-est de Terre-Neuve ainsi que la marge transformante située au sud des Grands Bancs ont toutes été formées au Mésozoïque.

Des roches précambriennes des provinces de Grenville, de Nain et de Churchill et de la sous-province de Makkovik affleurent au nord de l'orogène appalachien, le long des côtes du Labrador et de l'île de Baffin (fig. 2-2, 2-4, 2-5). Cette région n'a pas été touchée par le cycle paléozoïque d'ouverture et de fermeture de l'océan Iapetus. Des roches précambriennes se prolongent au large du Labrador, de l'île de Baffin et du Groenland occidental (voir le chapitre 7), mais les caractéristiques des structures précambriennes sur lesquelles elles reposent sont mal connues. Il existe un large écart chronologique entre les événements précambriens et l'évolution de cette région au Mésozoïque-Cénozoïque, et la marge moderne traverse au hasard les provinces structurales précambriennes. L'histoire précambrienne de la région ne fait donc pas l'objet du présent chapitre mais est traitée brièvement au chapitre 7. Les roches sédimentaires paléozoïques qui ont été échantillonnées représentent probablement les sédiments d'un détroit épicontinental peu profond qui séparait le Groenland et l'Amérique du Nord à cette époque (voir le chapitre 4).

En comparaison, l'histoire du Mésozoïque-Cénozoïque de cette région septentrionale est bien connue. Le mouvement des plaques entre le Groenland et l'Amérique du Nord et la création de bassins sédimentaires ont débuté au Crétacé précoce. À partir du Crétacé tardif, la rupture finale de ces plaques continentales et le début de l'expansion des fonds océaniques ont créé la mer du Labrador, la baie de Baffin et le détroit de Davis. Les indices de l'expansion des fonds océaniques dans cette région ont cependant été remis

Figure 2-1. Carte de la région extracôtière de l'Est du Canada montrant certaines courbes bathymétriques, la position approximative de la limite entre l'océan et le continent (en rouge) et l'emplacement des puits extracôtiers avec en surcharge des indications toponymiques. Les deux parallèles tracés en pointillé marquent la limite septentrionale (62°N) de la zone sud illustrée aux figures 2-2, 2-3, 2-14 et 2-16 et la limite méridionale de la zone nord (58°N) illustrée aux figures 2-4, 2-15 et 2-17. Les points numérotés correspondent à l'emplacement des puits d'exploration profonds suivants : 1. Hellefisk 1, 2. Nukik 2, 3. Gjoa G-37, 4. Hekja A-72, 5. Snorri J-90, 6. Bjarni H-81, 7. Herjolf M-92, 8. Indian Harbour M-52, 9. Leif E-38, 10. DSDP 111, 11. Blue H-28, 12. Bonavista C-99, 13. Bittern M-62, 14. Twillick G-49, 15. Fox I-22, 16. Eurydice P-36, 17. Mic Mac J-77, 18. Wyandot E-53, 19. Missisauga H-28, 20. Bluenose G-47, 21. Triumph P-50, 22. DSDP 384. La position exacte des puits est indiquée à la figure 1 (en pochette).

Keen, C.E., Loncarevic, B.D., Reid, I., Woodside, J. Haworth, R.T., et Williams, H.
1990: Tectonique et géophysique régionales; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 2, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n°2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

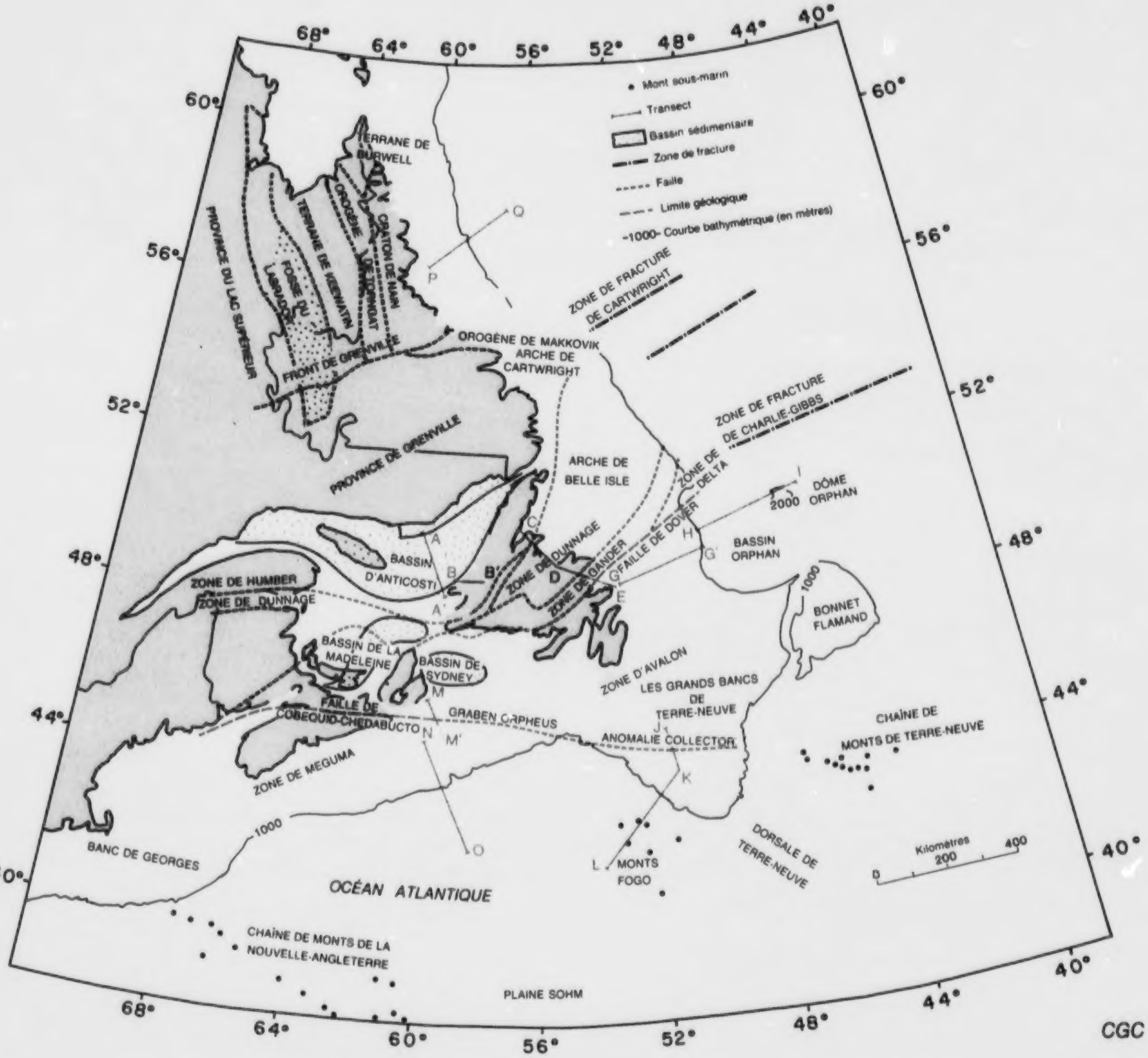


Figure 2-2. Principaux éléments tectoniques et géophysiques du Précambrien et du Paléozoïque de la partie sud de la région étudiée. Les transects des figures 2-20 à 2-22 sont représentés par des traits continus identifiés par des lettres.

en question (Umpleby, 1979; Grant, 1980). De même, le mouvement des plaques de l'archipel arctique canadien et du nord du Groenland (région du détroit de Nares) fait l'objet de vives controverses (Dawes et Kerr, 1982a). Le rapport qui existe entre la tectonique de la région de la baie de Baffin et de la mer du Labrador d'une part, et de l'archipel arctique canadien et de l'océan Arctique d'autre part, est mal connu.

Les marges continentales de l'Est canadien, par la place qu'elles occupent dans l'évolution continentale précédente, les rapports qu'elles ont avec les anciennes marges passies et les liens qui les rattachent à l'histoire inconnue de l'océan Arctique, permettent d'étudier les régimes tectoniques de distension qui ont une importance planétaire. Le présent chapitre fournit un bref exposé de l'évolution de cette région au Phanérozoïque et un résumé des caractéristiques géophysiques de la région, puisqu'elles sont étroitement liées à l'évolution tectonique globale de la zone extracôtière. Plusieurs des questions mentionnées ici sont décrites plus en détail ailleurs dans le présent volume. Les observations nous permettent d'illustrer les liens qui unissent la géologie de subsurface et les propriétés lithosphériques ou crustales, bien que la nature de ces rapports ne soit pas parfaitement connue. Cette importante facette

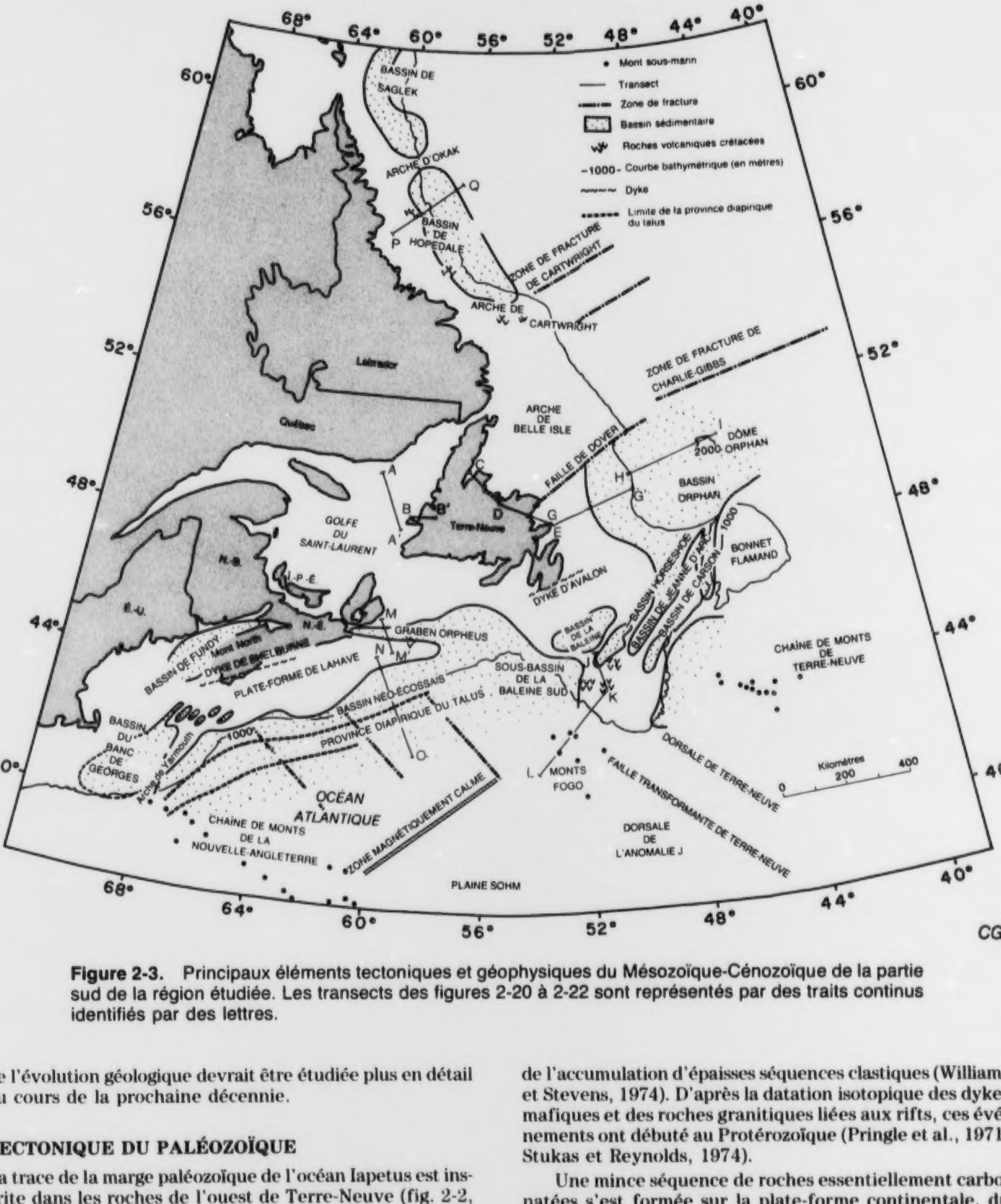


Figure 2-3. Principaux éléments tectoniques et géophysiques du Mésozoïque-Cénozoïque de la partie sud de la région étudiée. Les transects des figures 2-20 à 2-22 sont représentés par des traits continus identifiés par des lettres.

de l'évolution géologique devrait être étudiée plus en détail au cours de la prochaine décennie.

TECTONIQUE DU PALÉOZOÏQUE

La trace de la marge paléozoïque de l'océan Iapetus est inscrite dans les roches de l'ouest de Terre-Neuve (fig. 2-2, 2-6) et les roches correspondantes au sud (Williams, sous presse). La formation de cette marge a débuté par le rifting du socle grenvillien, accompagné de l'intrusion contemporaine de dykes mafiques, de volcanisme mafique et de l'accumulation d'épaisses séquences clastiques (Williams et Stevens, 1974). D'après la datation isotopique des dykes mafiques et des roches granitiques liées aux rifts, ces événements ont débuté au Protérozoïque (Pringle et al., 1971; Stukas et Reynolds, 1974).

Une mince séquence de roches essentiellement carbonatées s'est formée sur la plate-forme continentale, du Cambrien précoce jusqu'à la toute fin de l'Ordovicien précoce (Rodgers, 1968). Ces sédiments vont en s'épaississant vers l'est et passent, de bas en haut, des grès arkosiques

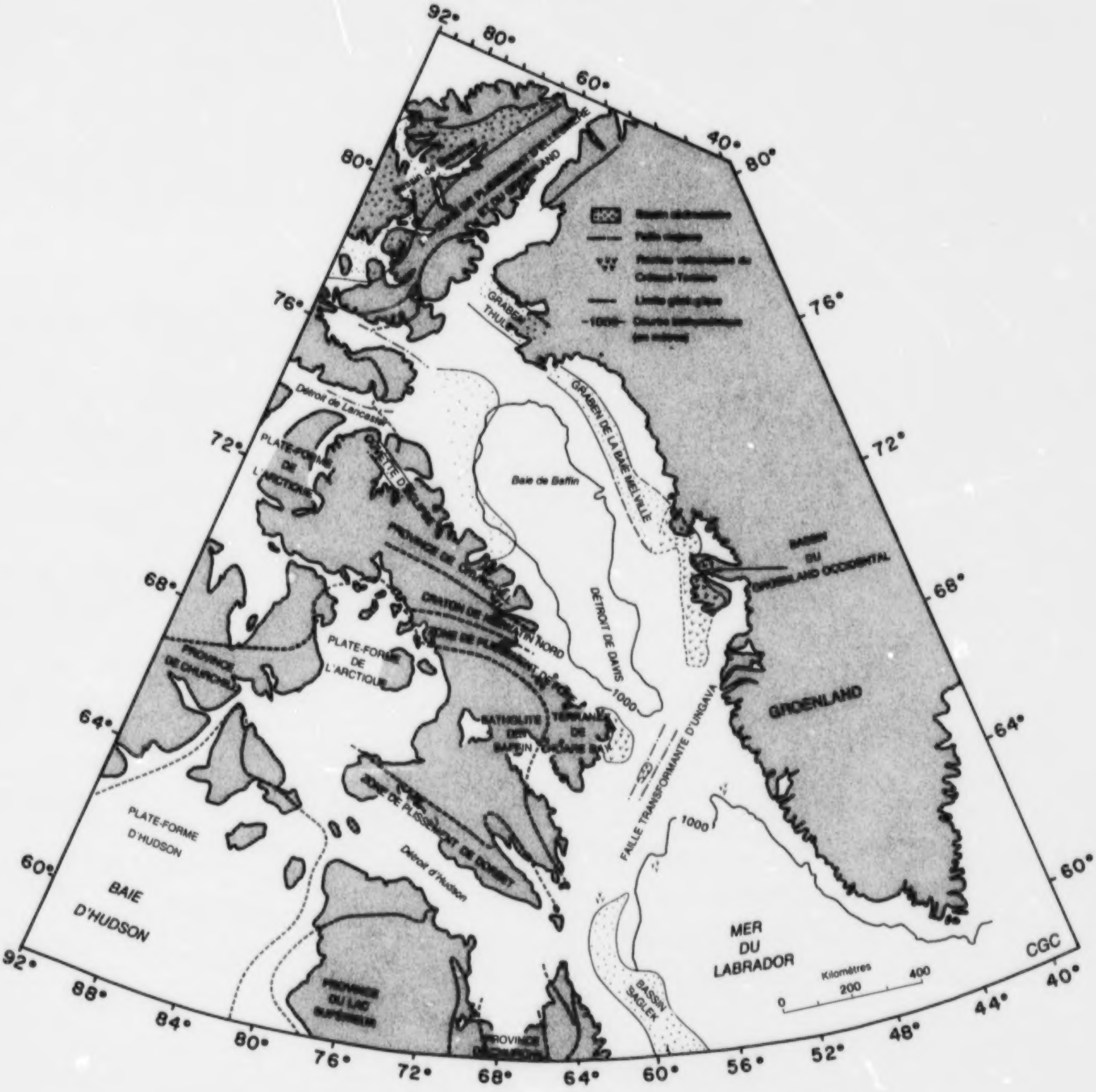
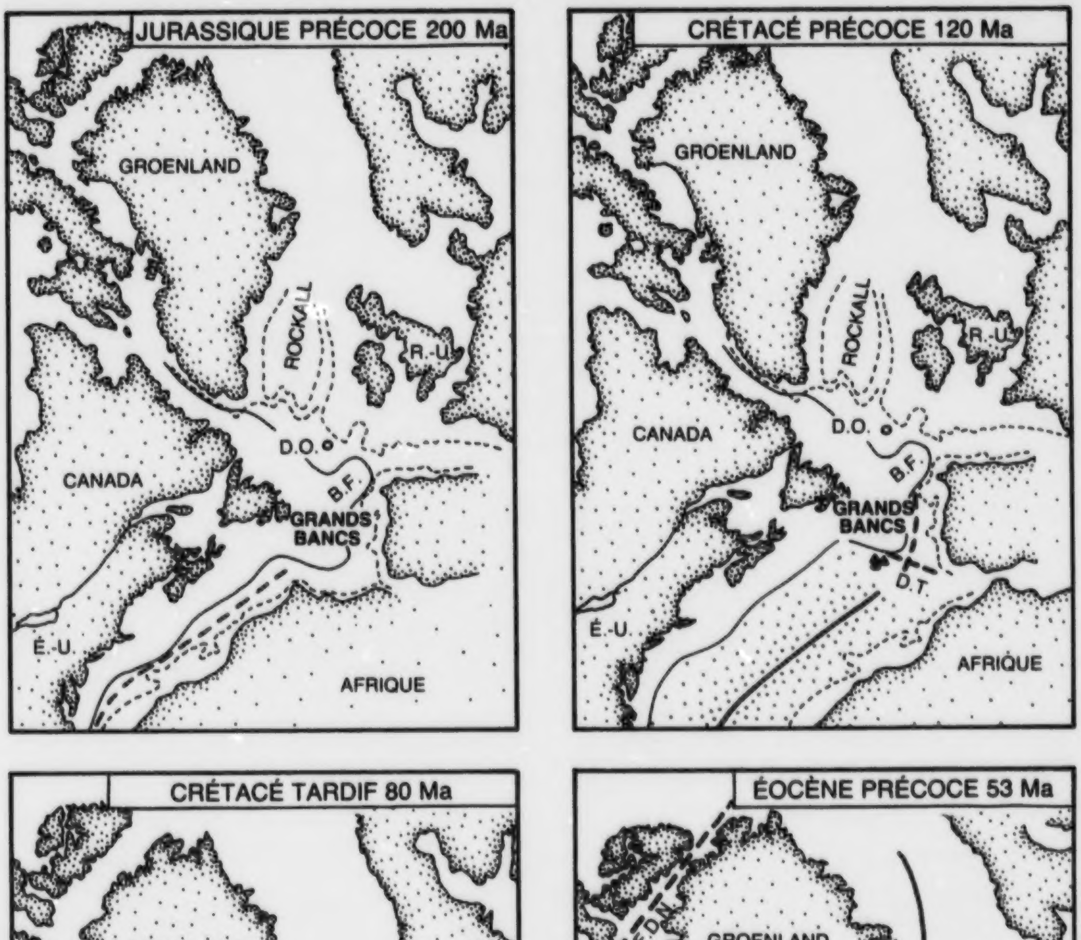


Figure 2-4. Principaux éléments tectoniques et géophysiques de la partie nord de la région étudiée.

immatures, aux grès quartzeux matures, aux calcaires et enfin, aux dolomies. Les roches qui ont été déposées sur le talus et le glacis continentaux sont conservés dans des séquences allochtones situées au-dessus de la plate-forme carbonatée.

La destruction de l'ancienne marge passive par suite de la fermeture de l'océan Iapetus a commencé vers la fin de l'Ordovicien précoce par une série d'épisodes d'accrétion qui se sont poursuivis tout au long du Paléozoïque (Williams, 1979; Colman-Sadd, 1982; fig. 2-6). Durant le Cambrien et l'Ordovicien précoce, l'océan Iapetus s'est resserré par suite de la subduction de la lithosphère océanique à l'est, qui fut accompagnée de la création d'une zone d'arc insulaire et

Figure 2-5. Différentes étapes de la rupture continentale au large de la côte Est du Canada. Les traits continus rouges représentent des dorsales médio-océaniques actives ou embryonnaires. Les traits interrompus rouges indiquent des zones de fracture. Le pointillé rouge correspond à la croûte océanique. Les triangles figurent des monts sous-marins. Les traits plus fins, continus ou interrompus, délimitent la bordure approximative de la plate-forme continentale, respectivement des côtes occidentale et orientale de l'Atlantique. D.T. = dorsale de Terre-Neuve; B.F. = bonnet Flamand; D.O. = Dôme Orphan; Z.F.C.G. = zone de fracture de Charlie-Gibbs; Z.F.D.N. = zone de fracture du détroit de Nares.


JURASSIQUE PRÉCOCE 200 Ma
GROENLAND
ROCKALL
R.-U.
D.O.
B.F.
CANADA
GRANDS BANCS
É.-U.
AFRIQUE
CRÉTACÉ PRÉCOCE 120 Ma
GROENLAND
ROCKALL
R.-U.
CANADA
D.O.
B.F.
GRANDS BANCS
D.T.
É.-U.
AFRIQUE
CRÉTACÉ TARDIF 80 Ma
GROENLAND
ROCKALL
R.-U.
Z.F.C.G.
D.O.
B.F.
CANADA
GRANDS BANCS
D.T.
AFRIQUE
É.-U.
ÉOCÈNE PRÉCOCE 53 Ma
Z.F.D.N.
GROENLAND
ROCKALL
CANADA
Z.F.C.G.
D.O.
B.F.
GRANDS BANCS
D.T.
AFRIQUE
É.-U.
0
1000
km

CGC

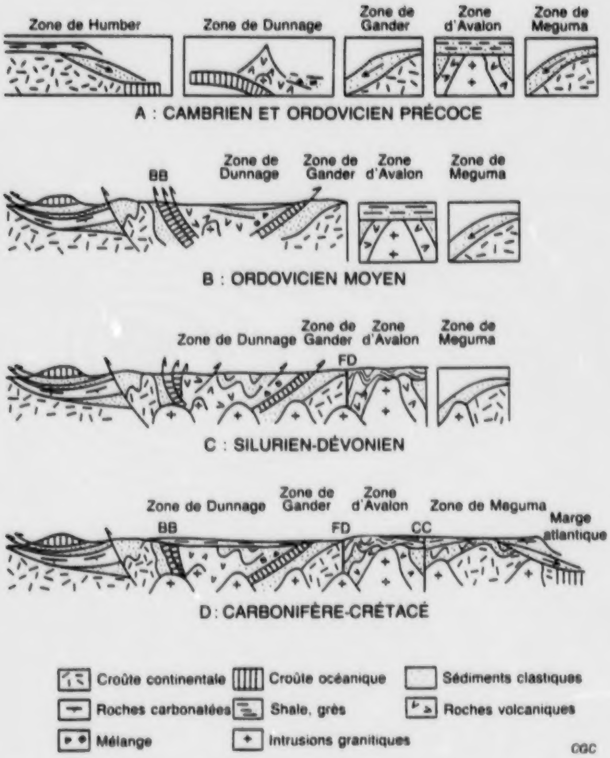


Figure 2-6. Évolution tectonique de l'orogène appalachien et de la marge atlantique du Canada. BB = faille de Baie Verte-Brompton; FD = faille de Dover; CC = zone de fracture de Cobequid-Chedabucto (ou faille de Glooscap). A : Cambrien à Ordovicien précoce : orogène appalachien. Les zones de Humber, de Dunnage, de Gander, d'Avalon et de Meguma sont distinctes. B : Ordovicien moyen : collision des zones de Humber et de Dunnage d'une part, et de Dunnage et de Gander d'autre part. Les zones d'Avalon et de Meguma restent distinctes. C : Silurien à Dévonien : collision des zones d'Avalon et de Gander. Seule la zone de Meguma est séparée des autres zones. D : Carbonifère à Crétacé : la zone de Meguma fait maintenant partie de l'orogène appalachien.

d'arrière-arc à l'est de la zone de subduction. Le déplacement des plaques culmine au cours de l'orogenèse taconique de l'Ordovicien moyen, lorsque la marge passive de l'Amérique du Nord entre en collision avec l'arc insulaire (Colman-Sadd, 1982). La marge passive est ainsi chevauchée par des nappes de charriage comportant divers types de roches en tranches distinctes, dont les plus basses se composent de roches sédimentaires provenant de la marge continentale voisine et les plus élevées, d'ophiolites qui représentent des morceaux du manteau et de la croûte océanique venus de plus loin. Les couches se sont donc empilées à partir de l'est, peut-être par arrachage à la surface de la plaque en cours de subduction de lambeaux de plus en plus « continentaux ». Ces nappes de charriage forment les allochtones taconiques qui reposent sur certaines portions de l'ancienne marge.

Ces allochtones taconiques représentent une charge additionnelle sur la lithosphère, entraînant un plissement qui conduit à la formation du bassin d'avant-pays d'Anticosti dans la portion nord du Golfe du Saint-Laurent. Il existe des bassins semblables le long de l'orogène appalachien; le bassin des Appalaches (Appalachian Basin) aux États-Unis en est un exemple (Quinlan et Beaumont, 1984). L'orogenèse taconique et les épisodes subséquents de compression ont contrôlé la stratigraphie de ces bassins d'avant-pays.

À Terre-Neuve, la marge nord-américaine de l'océan Iapetus est remplacée à l'est par trois larges zones ou terranes composites (Williams et Hatcher, 1982, 1983). La paléogéographie de ces zones (d'ouest en est : Dunnage, Gander et Avalon) est inconnue par rapport à l'Amérique du Nord (fig. 2-2). Une autre zone, celle de Meguma, est située en Nouvelle-Écosse, sur la marge sud-est de l'orogène appalachien.

Les roches volcaniques de la zone de Dunnage reposent sur un substratum ophiolitique et constituent donc un exemple d'un, ou de plusieurs, arcs insulaires et îles volcaniques océaniques construits sur la croûte d'Iapetus au Paléozoïque précoce. La collision de cette zone et de la marge passive a entraîné l'orogenèse taconique dont l'intensité diminue à l'est. D'après des études récentes, la zone de Dunnage pourrait être allochtone sur une croûte d'aspect continental (Karlstrom, 1983; Colman-Sadd et Swinden, 1984). Les régions situées à l'est de la zone de Dunnage sont d'affinité continentale.

La zone de Gander comprend une épaisse séquence clastique d'âge ordovicien ou plus ancien. Cette zone pourrait représenter une portion d'un bloc continental qui reposait au départ à l'est de l'océan Iapetus et de la zone d'arc insulaire et d'arrière-arc de Dunnage. Elle aurait donc pu s'accoler à l'Amérique du Nord au cours de l'orogenèse taconique. La zone de Gander a été interprétée comme étant un glacis miogéoclinal bordant le flanc ouest de la zone d'Avalon, bien que les roches volcaniques avaloniennes adjacentes semblent une source peu probable pour les grauwackes et les quartzites de Gander. La zone de Gander n'est liée aujourd'hui à aucun craton, bien qu'elle ait déjà pu l'être. La zone de Delta, située au large (fig. 2-2), représente peut-être un lambeau continental lié à la zone de Gander (Haworth, 1980).

La zone d'Avalon se définit comme suit : un socle probablement du même âge que celui de la province structurale de Grenville (Olszewski et Gaudette, 1982; Farrar et Glover, 1983) et d'épaisses séquences de matériaux volcaniques et sédimentaires du Précambrien tardif couvertes de shales cambriens qui renferment des faunes d'affinités atlantiques ou européennes. La stratigraphie et la structure de la zone d'Avalon sont bien connues par endroits, mais son importance en ce qui a trait à l'orogène appalachien reste un mystère. Au Précambrien tardif, elle aurait comporté soit un archipel d'îles volcaniques lié à la subduction dans un cycle orogénique pan-africain ayant précédé l'ouverture de l'océan Iapetus (Rast, 1980; O'Brien et al., 1983), soit des bassins sédimentaires et des volcans liés au rifting et à la création de l'océan Iapetus (Strong, 1979).

La zone de Meguma comprend environ 10 km de grauwackes et de shales marins du Cambrien et de l'Ordovicien précoce. Ces roches sédimentaires provenaient d'une

source gneissique de dimension continentale, située au sud-est (Schenk, 1981). D'après certaines interprétations, cette zone constituerait un remblai continental qui repose sur des gneiss dont l'âge radiométrique est de 1 180 Ma (Keppie et al., 1983).

Des analyses stratigraphiques et sédimentologiques de l'orogène appalachien montrent que celui-ci s'est édifié vers l'extérieur depuis le miogéoclinal de sa marge ouest, au cours de trois épisodes d'accrétion qui se sont produits à l'Ordovicien précoce-moyen, au Silurien-Dévonien et au Carbonifère-Permien. Ces épisodes d'accrétion coïncident avec les trois principaux épisodes orogéniques de la région, soit les orogenèses taconique, acadienne et alléghanienne (Williams et Hatcher, 1982, 1983). Les limites entre les premières zones accolées à l'ouest, soient les limites des zones de Humber et de Dunnage et des zones de Dunnage et de Gander, sont quasi horizontales ou faiblement inclinées et marquées par des ophiolites et des mélanges ophiolitiques. Ces caractéristiques sont le propre de la subduction et l'obduction (par ex., Williams et St-Julien, 1982). La rencontre subséquente des zones orientales est marquée par les limites des zones de Gander et d'Avalon et d'Avalon et de Meguma qui sont des surfaces abruptes de cisaillement ductiles et des failles cassantes, propres aux mouvements de coulissage.

L'orogenèse taconique de l'Ordovicien moyen a été suivie d'une longue période calme puis de l'orogenèse acadienne très étendue au Dévonien. Seules les portions les plus à l'ouest de l'ancienne marge nord-américaine et quelques portions orientales de la zone d'Avalon ont échappé à la déformation acadienne dont les effets ont été les plus intenses à l'est de la zone déformée par l'orogenèse taconique. L'orogenèse acadienne a probablement coïncidé avec l'accrétion avalonienne. À cette époque, de gros plutons granitiques ont été mis en place dans toutes les zones à l'est de la marge de l'Amérique du Nord; le mécanisme responsable fait toujours l'objet de controverses. Comme la géochimie des plutons granitiques est incompatible avec le plutonisme des arcs insulaires, ceux-ci n'ont pas été engendrés par ce type de subduction (Strong, 1980; Fyffe et al., 1981; Hanmer, 1981).

La plupart des modèles géologiques qui expliquent la formation des Appalaches canadiennes mettent l'accent sur le développement et la destruction de l'océan Iapetus du Précambrien tardif à l'Ordovicien. L'histoire au Silurien-Carbonifère est moins bien connue. La discordance entre les modèles géologiques et paléomagnétiques est plutôt marquée, et les quelques pôles du Paléozoïque moyen reconnus dans les Appalaches canadiennes ne font qu'ajouter à la confusion (Kent et Opdyke, 1978; Morel et Irving, 1978; Irving et Strong, 1984). Tandis que les données paléomagnétiques semblent montrer la présence d'un large océan ordovicien, l'apparition simultanée de faunes cosmopolites et d'ophiolites semble plutôt indiquer la fermeture et la destruction de l'océan à cette époque (McKerrow et Cocks, 1976; Spjeldnaes, 1978). Il est possible qu'un océan ait existé à l'est de la zone de Dunnage, entre les zones de Gander et d'Avalon ou d'Avalon et de Meguma au Paléozoïque moyen. Les limites entre ces zones reflètent plutôt un coulissage qu'une collision (Arthaud et Matte, 1977). S'il s'était produit d'amples mouvements de coulissage entre les zones au Palézoïque tardif, il ne serait plus nécessaire qu'il y ait eu une succession de bassins océaniques au Paléozoïque. Le fait qu'il existe peu de dépôts marins du Paléozoïque supérieur et que l'étendue de la déformation du Paléozoïque tardif (alléghanienne) soit limitée dans les Appalaches canadiennes pourrait indiquer que les détroits restants étaient étroits et qu'il y a eu un rapprochement final de ces régions à croûte plus faible et d'autres régions semblables.

Au Dévonien tardif-Carbonifère, l'accumulation de roches sédimentaires essentiellement terrestres était très étendue au Nouveau-Brunswick, mais confinée en grande partie aux bassins d'effondrement ailleurs dans l'Est canadien. Des forages ont révélé la présence de roches volcaniques dans le bassin de la Madeleine — bassin carbonifère du Golfe du Saint-Laurent — à une profondeur d'environ 3 000 m (Howie et Barss, 1975). Ce bassin s'est formé dans un « rift » qui recoupe la plupart des structures du Paléozoïque précoce. La modélisation récente de l'évolution du bassin comporte la création d'une zone de dépôt maximal par coulissage le long d'une faille sigmoïde (Bradley, 1982). Quelle que soit l'origine de cette zone de dépôt maximal, l'accumulation est épisodique (G. Quinlan, Université Memorial de Terre-Neuve, communication personnelle, 1982).

À Terre-Neuve, les roches carbonifères ne se trouvent que dans un étroit bassin d'effondrement voisin du miogéoclinal paléozoïque et de la faille de Baie Verte-Brompton, et parallèle à eux. Les roches se poursuivent vers le large, au nord-est de Terre-Neuve; la direction du pli devient de plus en plus oblique par rapport à la marge paléozoïque et quasiment parallèle à la marge actuelle du Labrador. L'étude de la faune du bassin semble indiquer qu'un océan carbonifère existait à cet endroit (Jansa et al., 1978), mais il est difficile d'imaginer autre chose qu'un détroit local compte tenu des autres données disponibles. Une lacune sédimentaire durant la plus grande partie du Permien pourrait correspondre à une période de soulèvement précédant l'ouverture de l'océan Atlantique actuel.

TECTONIQUE DU MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE

Au Mésozoïque, le début de la rupture des continents est marqué par la formation de bassins d'effondrement (fig. 2-7) accompagnée de volcanisme et de l'intrusion de dykes mafiques. Ces bassins se sont généralement formés dans des demi-grabens bordés de failles normales et contiennent des sédiments continentaux et de mers peu profondes dont l'épaisseur varie de 1 à 6 km environ. Le volcanisme associé au rifting semble avoir été sporadique et localisé. La stratigraphie sédimentaire de certains bassins d'effondrement extracôtiers présente une discordance de rupture très développée, qui marque le moment de la séparation définitive des continents. Cela pourrait signifier qu'il y a eu soulèvement à peu près au moment de la séparation finale. Dans d'autres bassins, la sédimentation et la subsidence ont été continues au cours du rifting et après. La période suivant la séparation constituait généralement une période de sédimentation et de subsidence passives, en réponse au refroidissement et à la contraction thermique de la lithosphère. L'épaisseur des sédiments mésozoïques-cénozoïques est actuellement supérieure à 10 km dans certains des bassins les plus profonds.

Bien que la subsidence et la sédimentation fussent relativement continues, plusieurs discordances régionales se sont produites au Mésozoïque et au Cénozoïque (voir les chapitres 5 à 7). D'après McWhae (1981), cinq discordances

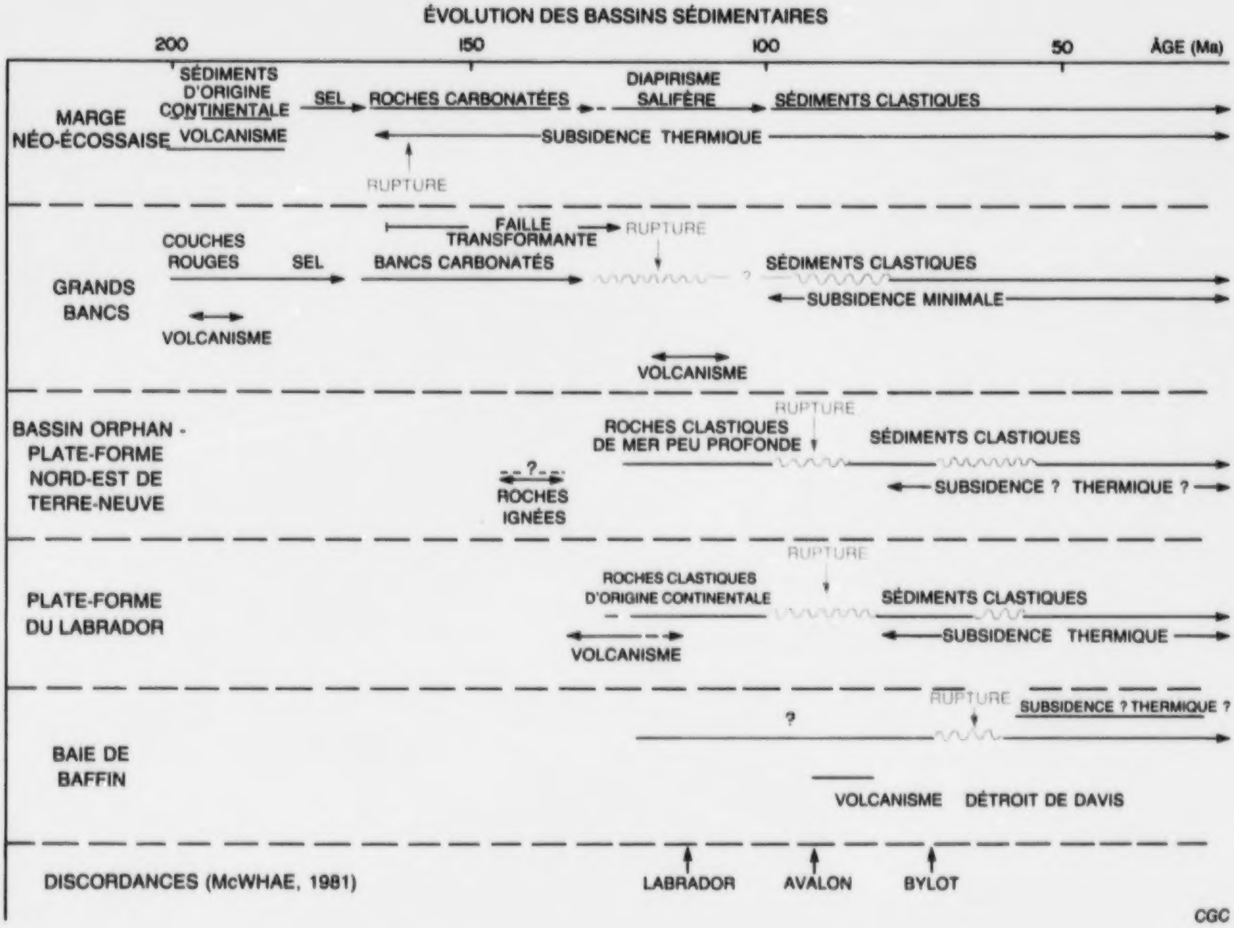


Figure 2-7. Évolution des bassins sédimentaires de cinq segments de la marge de l'Est du Canada : marge Néo-Écossaise, Grands Bancs, bassin Orphan-plate-forme nord-est de Terre-Neuve, plate-forme du Labrador et baie de Baffin. La rupture continentale finale est indiquée par des flèches verticales et la présence d'une discordance de rupture est montrée par une ligne ondulée. La nature des sédiments, la présence d'une activité volcanique et la subsidence sont indiquées. Trois des discordances régionales décrites par McWhae (1981) sont montrées au bas de la figure.

peuvent être reconnues le long de toute la marge Est du Canada, bien qu'elles ne soient pas toutes bien développées. Certaines d'entre elles pourraient être liées à des événements tectoniques majeurs, par exemple le rifting à l'échelle régionale, l'orogenèse à l'échelle continentale ou les fluctuations eustatiques du niveau marin. Il n'existe aucune étude détaillée portant sur la stratigraphie sismique de la région et sur ses rapports avec les fluctuations eustatiques (Vail et al., 1977) ou avec les principaux événements tectoniques.

Les bassins sédimentaires profonds qui longent la marge Est du Canada sont séparés les uns des autres par des plates-formes (zones couvertes d'une mince couche de sédiments (fig. 2-3)). Ainsi, l'arche de Yarmouth sépare le bassin du banc de Georges du bassin Néo-Écossais et l'arche d'Okak sépare les bassins de Hopedale et de Saglek. Cette alternance de bassins et de plates-formes constitue l'une des caractéristiques les plus accentuées de la marge continentale et, à ce titre, doit être expliquée en fonction de l'évolution tectonique de la région. Dans la plupart des bassins, le côté terrestre est délimité par une charnière qui sépare le bassin des sédiments de la « plaine côtière » qui reposent vers l'intérieur. Les sédiments de la plaine côtière forment un biseau d'aggradation relativement mince sur le continent. La charnière semble être une zone de failles normales où l'épaisseur des sédiments varie rapidement. Les limites, qui séparent les bassins et plates-formes, sont perpendiculaires aux marges et semblent également être des zones de failles à fort pendage. Sous la surface du talus et du glacis continentaux, les bassins rejoignent les sédiments qui recouvrent la croûte océanique.

Le rifting fut accompagné de la formation de failles normales. Certains bassins reposent sur une série de failles normales qui descendent en gradins vers les bassins océaniques, tandis que d'autres semblent se composer de demi-grabens isolés, dont par exemple : les bassins des Grands Bancs, le graben Orpheus de la plate-forme Néo-Écossaise (Loncarevic et Ewing, 1966), et le graben de Melville Bugt au large du Groenland occidental. De nombreuses failles normales sont situées sous les sédiments qui comblent le bassin du banc de Georges, le bassin Orphan et les bassins des marges du Labrador et de la baie de Baffin. Le bassin Néo-Écossais serait anormal, car peu de failles normales ont pu être retracées dans le socle; or, cela pourrait être dû en partie à l'épaisseur de la couverture sédimentaire qui empêche l'obtention d'une bonne résolution.

Les failles normales de chacun des segments de marges présentent des directions et un sens de déplacement semblables et pourraient être contrôlées par la géométrie des failles antérieures (Bally, 1982). Cette polarité est apparente dans certains segments de marges au large de la côte Est du Canada, mais les facteurs qui les contrôlent sont incertains. Un bon exemple se trouve sur la marge du Labrador (McWhae, 1981). Dans cette région, les structures du socle présentent deux types de failles : des failles normales orientées vers le nord-ouest et inclinées vers le bassin, et des failles transformantes orientées vers le nord-est et perpendiculaires à la marge. Ces orientations correspondent aux linéaments dans le Bouclier canadien adjacent (failles à fort pendage, diaclases principales et dykes : McWhae, 1981).

Tectonique verticale et volcanisme au cours du rifting

La stratigraphie des bassins d'effondrement extracôtiers est connue surtout grâce aux données de sismique-réflexion et de forage obtenues dans le cadre des campagnes d'exploration pétrolière réalisées dans la région. Ces renseignements permettent de déterminer l'histoire des mouvements verticaux des marges. Il est important de connaître la tectonique verticale pour comprendre les processus responsables de la rupture des continents et du rifting. Des roches volcaniques correspondant à un stade de rifting ont également été découvertes au large, ainsi que sur le continent adjacent. Le rôle et l'importance du volcanisme dans la rupture des continents ne sont pas clairs, peut-être parce qu'une large part des indices sont enfouis sous d'épaisses couches de sédiments. La majorité des données concernant les bassins d'effondrement au large a été décrite dans des synthèses régionales publiées par Cutt et Laving (1977), Umpleby (1979) et McWhae (1981), pour les marges du bassin du Labrador et de la baie de Baffin; par Amoco et Imperial (1973), Jansa et Wade (1975), Given (1977) et Wade (1981), pour les Grands Bancs et la marge de la plate-forme Néo-Écossaise; et par Ballard et Uchupi (1975), Wade (1981) et Scholle et Wenkam (1982), pour le golfe du Maine. La biostratigraphie et le milieu de sédimentation ont été décrits par Gradstein et al. (1975), Gradstein et Williams (1976, 1981), Barss et al. (1979) et Gradstein et Srivastava (1980). Étant donné qu'aucun forage en profondeur n'a permis d'échantillonner les sédiments de la région de la baie de Baffin, une large part de la chronologie des événements tectoniques dans cette région est purement hypothétique.

Les auteurs décrivent brièvement dans les paragraphes qui suivent l'évolution verticale et l'activité volcanique des divers segments de la marge au cours du rifting, depuis le segment le plus ancien au sud, jusqu'au plus jeune au nord. Cette évolution est illustrée à la figure 2-7.

Les continents africain et nord-américain s'écartent les premiers, créant la marge de divergence située au large de la Nouvelle-Écosse et des États-Unis et la marge transformante observée le long de la bordure méridionale des Grands Bancs (fig. 2-5). Le rifting a touché la marge orientale du Canada depuis le nord des Grands Bancs jusqu'au golfe du Maine, sur une distance d'environ 2 000 km, à compter du Trias tardif. D'étroits bassins d'effondrement allongés ont ainsi été créés. Les sédiments les plus anciens datant de ce stade sont des sédiments clastiques continentaux du Trias supérieur qui ont été prélevés dans la baie de Fundy, le golfe du Maine, le graben Orpheus sur la plate-forme Néo-Écossaise et certains bassins des Grands Bancs. La sédimentation continentale a été suivie au Trias tardif-Jurassique précoce par la formation d'un grand bassin salifère qui s'est étendu vers le sud à mesure que la mer de Téthys inondait la région (Jansa et al., 1980). Dans les bassins des Grands Bancs et le bassin Néo-Écossais, la couche de sel atteint plus de 2 km d'épaisseur, alors que dans le bassin du banc de Georges, le sel de cet âge est absent ou très peu épais; l'arche de Yarmouth pourrait marquer la limite sud-ouest de ces dépôts. L'occurrence de sel la plus septentrionale est celle de la région du bassin de Jeanne d'Arc sur les Grands Bancs.

Dans la majeure partie de cette région, le sel est recouvert en discordance de roches carbonatées qui se sont accumulées alors que l'océan s'ouvrait. Ces roches carbonatées se présentent sous forme de bancs et d'amas et peuvent servir à déterminer l'emplacement du paléoaccore (Jansa, 1981). L'accumulation de roches carbonatées s'est poursuivie durant la majeure partie du Jurassique, bien que le Jurassique moyen et tardif aient été dominés par l'accumulation de roches clastiques, notamment la Formation de Mohican du Jurassique moyen dans le bassin Néo-Écossais. Le passage de l'accumulation de sel à la sédimentation de roches carbonatées et le début de l'accumulation de roches clastiques de la Formation de Mohican ont été interprétés comme marquant le début de l'expansion du fond océanique (Jansa et Wade, 1975; Given, 1977). Dans les deux cas, la séparation finale des continents se serait produite au Jurassique précoce à moyen. D'après la stratigraphie, une discordance de rupture s'est formée sur la marge du bassin Néo-Écossais à cette époque entre le sel d'Argo et les roches carbonatées ou clastiques sus-jacentes.

Des dykes et des roches volcaniques mafiques du Jurassique précoce sont reconnus dans le sud de la Nouvelle-Écosse et l'est de Terre-Neuve; ils peuvent être retracés au large à l'aide de méthodes géophysiques. Dans l'ouest de la Nouvelle-Écosse, le Basalte de North Mountain, d'affinité tholéiitique, repose en concordance sur des sédiments continentaux du Trias supérieur (Poole et al., 1970). Les basaltes ont été retracés jusque sous la baie de Fundy et le golfe du Maine (King et MacLean, 1976). Certains dykes du Jurassique précoce, comme le Dyke de Shelburne en Nouvelle-Écosse et le Dyke d'Avalon dans l'est de Terre-Neuve (que Hodych et Hayatsu (1980) appellent le « linéament aéromagnétique d'Avalon » et qui peut être retracé par des méthodes aéromagnétiques sur plus de 100 km),

sont orientés à peu près parallèlement à la marge actuelle (Papezik et Hodych, 1980). L'orientation nord-est de ces dykes correspond à de nombreuses autres directions magnétiques qui indiquent la présence de dykes sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve (Haworth et Keen, 1979). Ailleurs, notamment dans les bassins sédimentaires plus profonds, rien n'indique précisément l'existence de roches volcaniques du Trias ou du Jurassique inférieur, mais dans la plupart des cas, elles seraient de toute façon enfouies trop profondément pour pouvoir être détectées.

En résumé, le rifting sur la marge du bassin Néo-Écossais fut accompagné d'une subsidence du bassin, ce qui a permis l'accumulation de sédiments de plusieurs kilomètres d'épaisseur. Les sédiments du tout début du rifting sont d'origine continentale alors que plus tard, ils se sont accumulés dans une mer peu profonde, ce qui porte à croire que la zone de la plate-forme, qui était située au-dessus du niveau marin, s'est abaissée peu à peu. D'après l'âge du volcanisme ayant accompagné la formation de rifts, le rifting aurait débuté il y a environ 200 Ma; la durée du stade de rifting est donc estimée à environ 20 Ma.

Alors que dans le golfe du Maine et sur la marge du bassin Néo-Écossais le rifting s'est terminé lorsque l'expansion océanique a débuté au Jurassique précoce-moyen, l'évolution des bassins d'effondrement s'est poursuivie jusqu'au Crétacé sur les Grands Bancs. Au Jurassique et au Crétacé précoce, la marge méridionale des Grands Bancs est demeurée une faille transformante active, et la marge orientale a été marquée par la séparation de la péninsule Ibérique et de l'Amérique du Nord. Cette situation complexe a culminé au milieu du Crétacé, lorsque l'expansion océanique a débuté à l'est des Grands Bancs et que les continents africain et nord-américain se sont séparés.

Le bassin Néo-Écossais s'étend jusque dans la zone sud-ouest des Grands Bancs qui a connu une histoire de rupture et de dérive semblable à celle de la marge du bassin Néo-Écossais (fig. 2-3); la subsidence postérieure au rifting a été contemporaine du début de l'expansion océanique au Jurassique précoce à moyen et se poursuit encore aujourd'hui. Ailleurs sur les Grands Bancs, les bassins d'effondrement ont continué à s'affaisser au cours du Jurassique, mais au Crétacé précoce une importante discordance dérosion s'est développée, peut-être en réponse au soulèvement résultant de la séparation de la péninsule Ibérique et de l'Amérique du Nord. Les sédiments mésozoïques, déposés avant le Crétacé tardif, ont été érodés, sauf dans les bassins profonds. Les discordances du Labrador et d'Avalon (fig. 2-7) sont reconnues dans le bassin de Jeanne d'Arc et semblent se rejoindre sur une grande partie des Grands Bancs.

Des roches volcaniques alcalines du Crétacé inférieur (fig. 2-3) ont été observées dans certains puits des Grands Bancs (Gradstein et al., 1977; Jansa et Pe-Piper, 1985). Elles se situent près de la limite des zones d'Avalon et de Meguma et suggèrent que cette zone de faiblesse a été réactivée. Des indices d'un volcanisme océanique d'âge comparable se trouvent dans les monts sous-marins Fogo, la dorsale de Terre-Neuve et la chaîne de monts de Terre-Neuve qui encerclent l'extrémité sud-est des Grands Bancs (fig. 2-2; Keen et al., 1977; Sullivan et Keen, 1978; Tucholke et Ludwig, 1982).

Sur une grande partie des Grands Bancs, la tectonique verticale a été marquée par le soulèvement et l'érosion durant tout le Crétacé précoce, ainsi que par une subsidence prononcée dans les bassins, dans lesquels les sédiments du Mésozoïque inférieur ont été conservés. Contrairement à ce qui se produit pour la marge du bassin Néo-Écossais, il reste peu de traces d'un volcanisme du Jurassique précoce; cependant, les roches volcaniques du Crétacé inférieur qui ont été échantillonnées sont probablement associées à la séparation de la péninsule Ibérique et de l'Amérique du Nord.

Les Grands Bancs marquent ainsi la transition entre le rifting du Trias au sud et le rifting du Crétacé précoce au nord. La marge nord-est de Terre-Neuve a été formée par la séparation de l'Europe et de l'Amérique du Nord. Dans le bassin Orphan, la formation de failles dans le socle, la subsidence et la sédimentation semblent avoir commencé au Crétacé précoce, bien que le stade de rifting ait pu débuter dès le Jurassique (Umpleby, 1979). Alors que des sédiments jurassiques non marins ont été échantillonnés au site 111 du DSDP (projet de forage en eau profonde) sur le dôme Orphan, aucun sédiment mésozoïque d'âge plus ancien que le Crétacé précoce n'a été observé ailleurs dans la région (Parsons et al., 1985). Dans le puits Blue H-28 du bassin Orphan, des sédiments de mer peu profonde du Crétacé inférieur reposent sur des sédiments paléozoïques. Une discordance prononcée du Crétacé moyen (discordance d'Avalon, fig. 2-7) sépare les sédiments du Crétacé inférieur et les sédiments cénozoïques sus-jacents qui sont postérieurs au rifting.

La présence de dykes de lamprophyre et d'intrusions mafiques jurassiques dans le nord-est de Terre-Neuve fait penser qu'il y a eu une période de rifting au Jurassique (Strong et Harris, 1974). Au large, le puits Bonavista C-99 a été foré jusque dans de l'aplite jurassique. D'autres observations sont cependant nécessaires afin de pouvoir déterminer si des sédiments jurassiques contemporains du rifting, plutôt que des roches ignées, ont été déposés dans cette région.

Les roches du socle précambrien et paléozoïque de la marge du Labrador sont coupées par des failles normales qui se sont formées au Crétacé précoce. Des roches volcaniques subaériennes et des sédiments clastiques terrestres se sont déposés dans les bassins d'effondrement qui se situent sous la surface de la plate-forme et du talus continentaux actuels (Gradstein et Williams, 1976, 1981; Cutt et Laving, 1977; Umpleby, 1979). Le volcanisme semble s'être produit d'abord du Berriasien à l'Hauterivien; une activité volcanique moins importante a peut-être persisté jusqu'à l'Aptien. La répartition des roches volcaniques n'est pas bien connue, bien que celles-ci aient été observées dans cinq puits de la plate-forme du Labrador (voir le chapitre 7). Les sédiments de l'Hauterivien au Cénomanien inférieur qui les recouvrent ont été basculés par des failles normales actives au cours de l'accumulation des sédiments (McWhae, 1981). La plupart de ces sédiments du Crétacé inférieur sont d'origine continentale et sont conservés dans les régions situées entre les hauteurs du socle. Cela reflète la présence d'une discordance d'érosion du Crétacé moyen (discordance d'Avalon; fig. 2-7), qui sépare les sédiments d'origine essentiellement continentale (stade de rifting) des sédiments marins cénozoïques postérieurs au rifting. Dans cette région, l'expansion des fonds océaniques aurait débuté au Crétacé tardif. La subsidence de la marge, postérieure au rifting, n'a pas commencé avant le Tertiaire précoce (Royden et Keen, 1980). Ce décalage s'accorde avec un soulèvement important ayant précédé immédiatement l'expansion océanique.

En comparaison avec la marge Néo-Écossaise, le bassin Orphan et les bassins de la marge du Labrador ont connu de longs stades de rifting, qui se sont prolongés sur environ 50 Ma. Ces deux groupes de bassins sont également caractérisés par des discordances de rupture prononcées (discordance d'Avalon); le retard de la subsidence postérieure au rifting indiquerait qu'un soulèvement important a été associé à ces ruptures.

Baie de Baffin : une énigme

L'histoire des régions situées au nord de la marge du Labrador est moins bien connue; il existe quelques études récentes, notamment celles de Grant (1980), Henderson et al. (1981), McWhae (1981), Srivastava et al. (1981) et Srivastava (1983). La baie de Baffin et le détroit de Davis auraient été créés par le glissement de plaques tectoniques entre le Groenland et l'Amérique du Nord, accompagné de l'expansion des fonds océaniques à partir de la fin du Crétacé ou au Paléocène (fig. 2-5). C'est à peu près à cette époque que se produit un changement majeur dans la direction du déplacement du Groenland par rapport à l'Amérique du Nord (Srivastava et al., 1981) et que sont émis les basaltes paléocènes découverts à proximité du détroit de Davis (Johnson et al., 1982). Le stade principal de l'orogenèse eurékienne, au nord, correspond aussi à l'ouverture de la baie de Baffin (McWhae, 1981). Les plaques ont cessé de bouger il y a environ 38 Ma, à l'Éocène tardif.

Certains chercheurs pensent que la baie de Baffin n'a pas été formée par l'expansion des fonds océaniques (voir Umpleby, 1979; Grant, 1980); l'histoire du détroit de Davis, structure bathymétrique positive située entre la mer du Labrador et la baie de Baffin, et le détroit de Nares au nord, qui constitue une des principales frontières de plaque pour la reconstitution des plaques tectoniques, fait l'objet de controverses (fig. 2-1, 2-5).

Divers modèles expliquant l'origine du détroit de Davis ont été proposés, dont aucun n'est entièrement convainquant : un point chaud de type islandais, un réseau de failles transformantes ouvertes et un mélange de fragments de croûte continentale et de matériaux océaniques (Keen et Barrett, 1972; Hyndman, 1973; Srivastava, 1978, 1983). Des roches volcaniques paléocènes observées sur le continent de part et d'autre du détroit de Davis peuvent être retracées au large, mais des sédiments paléozoïques antérieurs à l'ouverture océanique peuvent également être observés dans les zones littorales du détroit (MacLean et Falconer, 1979). Une importante hauteur du socle de direction nord-est, qui pourrait bien être un morceau de croûte continentale qui s'est séparé de l'île de Baffin, traverse le détroit (Srivastava, 1983).

Le détroit de Nares a récemment fait l'objet d'une publication portant sur son origine probable (Dawes et Kerr, 1982a). Les hypothèses présentées dans ce volume reposent sur le fait qu'il y a eu ou non des déplacements transformants importants le long du détroit au cours de l'écartement des plaques du Groenland et de l'Amérique du Nord. D'après certaines corrélations qui ont pu être établies entre des unités géologiques situées de part et d'autre du détroit, le déplacement aurait été faible (Christie et al., 1981; Dawes et Kerr, 1982b). Cependant, dans la majorité des cas, une reconstitution de plaques tectoniques n'est valable que là où le mouvement latéral senestre dépasse 100 km. Certains des concepts les plus récents de la tectonique de couverture pourraient permettre de résoudre ce débat; en effet, la géologie superficielle pourrait bien ne pas refléter les déplacements des plaques, comme l'ont récemment suggéré Keen et Peirce (1982), Hugon (1983) et Miall (1983). De plus, de nouvelles données sur les mouvements des plaques dans l'océan Arctique permettent de mieux cerner le déplacement du Groenland, mais il faut supposer, dans ce cas, un certain déplacement de type transformant le long du détroit de Nares, ainsi qu'une subduction oblique et une compression transversale (Jackson et Koppen, 1985).

En plus des problèmes de détermination de l'origine et de l'importance tectonique des détroits de Davis et de Nares, le rôle d'autres linéaments majeurs au Mésozoïque-Cénozoïque est inconnu. Il s'agit d'important reliefs géographiques, notamment les demi-grabens ou grabens des détroits de Lancaster et de Frobisher et de la baie Cumberland, le long desquels certains décrochements ou mouvements de distension pourraient s'être produits (Kerr, 1981; Hamilton, 1983).

Les sédiments du stade de rifting, situés sur les marges de la baie de Baffin, vont des sédiments d'origine continentale aux sédiments de mer peu profonde du Crétacé précoce au Paléocène. Ces sédiments n'ont été observés que sur la masse continentale adjacente : dans l'ouest du Groenland (Henderson et al., 1976), dans la cuvette d'Éclipse de l'île Bylot (Miall et al., 1980) et dans de petits lambeaux d'érosion sur l'île de Baffin (Srivastava et al., 1981). Par endroits, des failles normales bordent les dépressions dans lesquelles ces sédiments sont conservés; dans le Groenland occidental, la formation de failles se serait produite de façon sporadique durant tout le Crétacé et le Tertiaire précoce (Rosenkrantz et Pulvertaft, 1969). Cela semble indiquer que le stade de rifting a été prolongé dans la région de la baie de Baffin. D'après McWhae (1981), une discordance de rupture, la discordance de Bylot (Paléocène précoce), marque la transition entre le stade de rifting et le stade subséquent (fig. 2-7), mais cette question n'a pas encore fait l'objet d'études.

Dans la région, le volcanisme se produit surtout dans le détroit de Davis où les roches volcaniques paléocènes sont très répandues en mer et à terre. Des observations réalisées dans certains puits, notamment le Nukik 2 et le Hellefisk 1, sur la plate-forme du Groenland, et le Hekja A-72, le Gjoa G-37 et le Raleigh N-18, sur la marge occidentale du détroit (fig. 1, en pochette, et fig. 2-1), ont permis de montrer qu'un épisode volcanique s'était produit au Crétacé tardif ou au Tertiaire précoce (Johnson et al., 1982). Cet épisode pourrait correspondre à une nouvelle période de rifting dans la région.

Un élément important de l'évolution des marges à proximité de labaie de Baffin est sans doute l'observation d'un soulèvement postérieur au rifting le long des épaulements de la marge de divergence (MacLean et Falconer, 1979). Des roches marines crétacées et paléogènes se trouvent aujourd'hui à quelque 600 m au-dessus du niveau marin, le long de la côte est de l'île de Baffin. Ce soulèvement postérieur au rifting peut également s'être produit le long de la côte du Labrador; les seules traces de ce soulèvement à l'heure actuelle sont liées à l'altitude de l'ensemble du territoire. Le soulèvement postérieur au rifting est une caractéristique inhabituelle des marges continentales de divergence et sera traité en détail au chapitre 9.

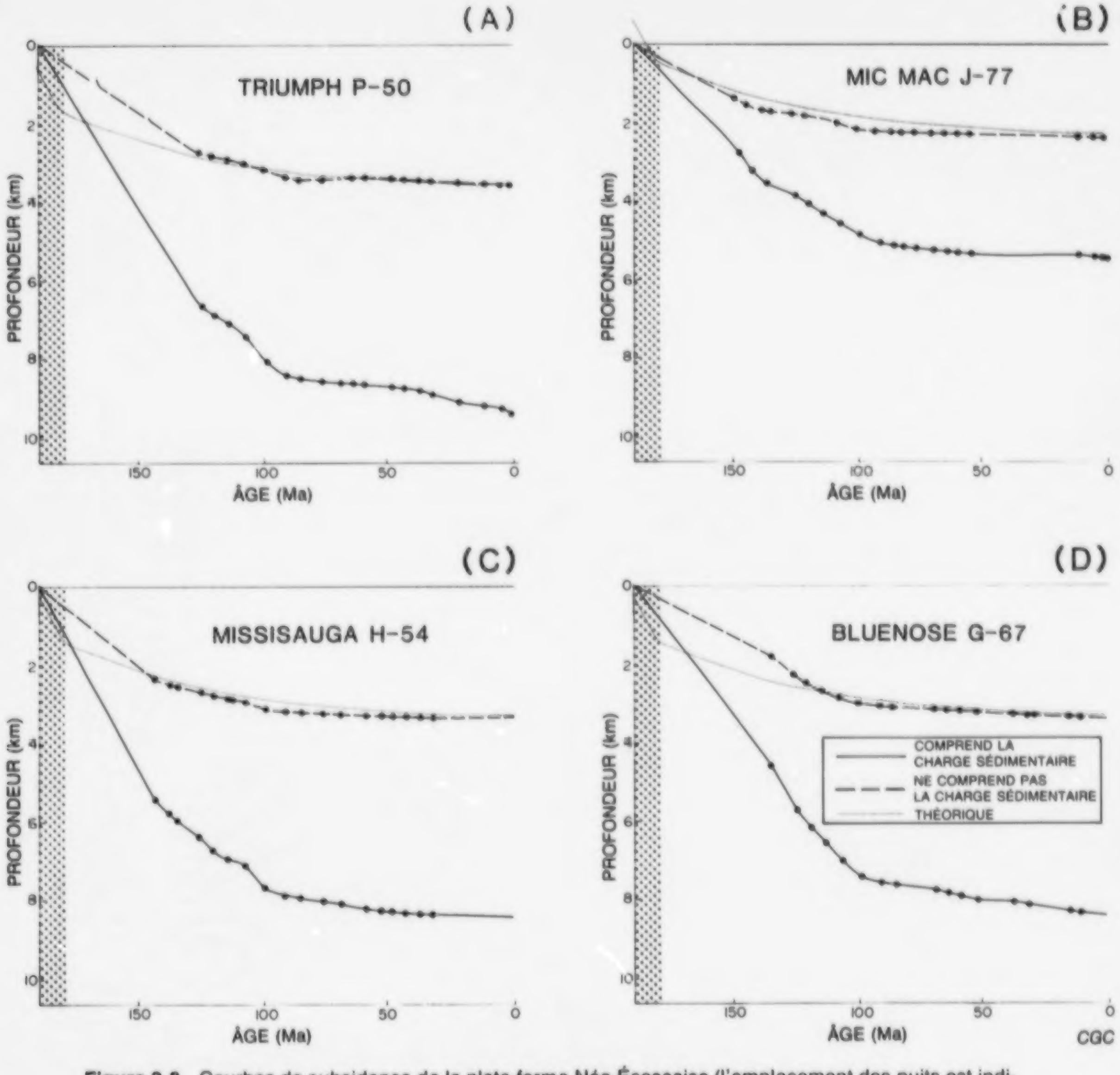


Figure 2-8. Courbes de subsidence de la plate-forme Néo-Écossaise (l'emplacement des puits est indiqué à la figure 1, en pochette). Les points représentent les observations. Pour chacun des puits, deux courbes de subsidence sont présentées; la première correspond à la subsidence totale de la plate-forme continentale, l'autre, corrigée en fonction des effets de la charge sédimentaire, représente la subsidence liée aux processus tectoniques. La ligne rouge a été calculée à partir d'un modèle dans lequel la lithosphère est étirée au cours du rifting d'une quantité donnée par B = 2 et où, au cours du stade postérieur au rifting, la lithosphère refroidie tend vers l'équilibre thermique. La période de rifting est représentée par la région ombragée. D'après Royden et Keen (1980).

Histoire de la subsidence postérieure au rifting

Après le début de l'expansion océanique, les bassins sédimentaires de la marge ont continué à subsider, dans certains cas après une période de soulèvement marquée par une discordance de rupture. L'évolution de ces bassins est généralement caractérisée par la subsidence et la sédimentation presque continue, ce qui est démontré par les courbes de subsidence pour la plate-forme du Labrador, le bassin Orphan et le bassin Néo-Écossais (fig. 2-8, 2-9, 2-10). C'est pour le bassin Néo-Écossais que l'histoire de la subsidence, dérivée de la biostratigraphie déterminée dans certains puits, est la mieux définie (Keen, 1979; Royden et Keen, 1980). Les courbes de subsidence présentent la forme exponentielle classique, reflétant le refroidissement et la

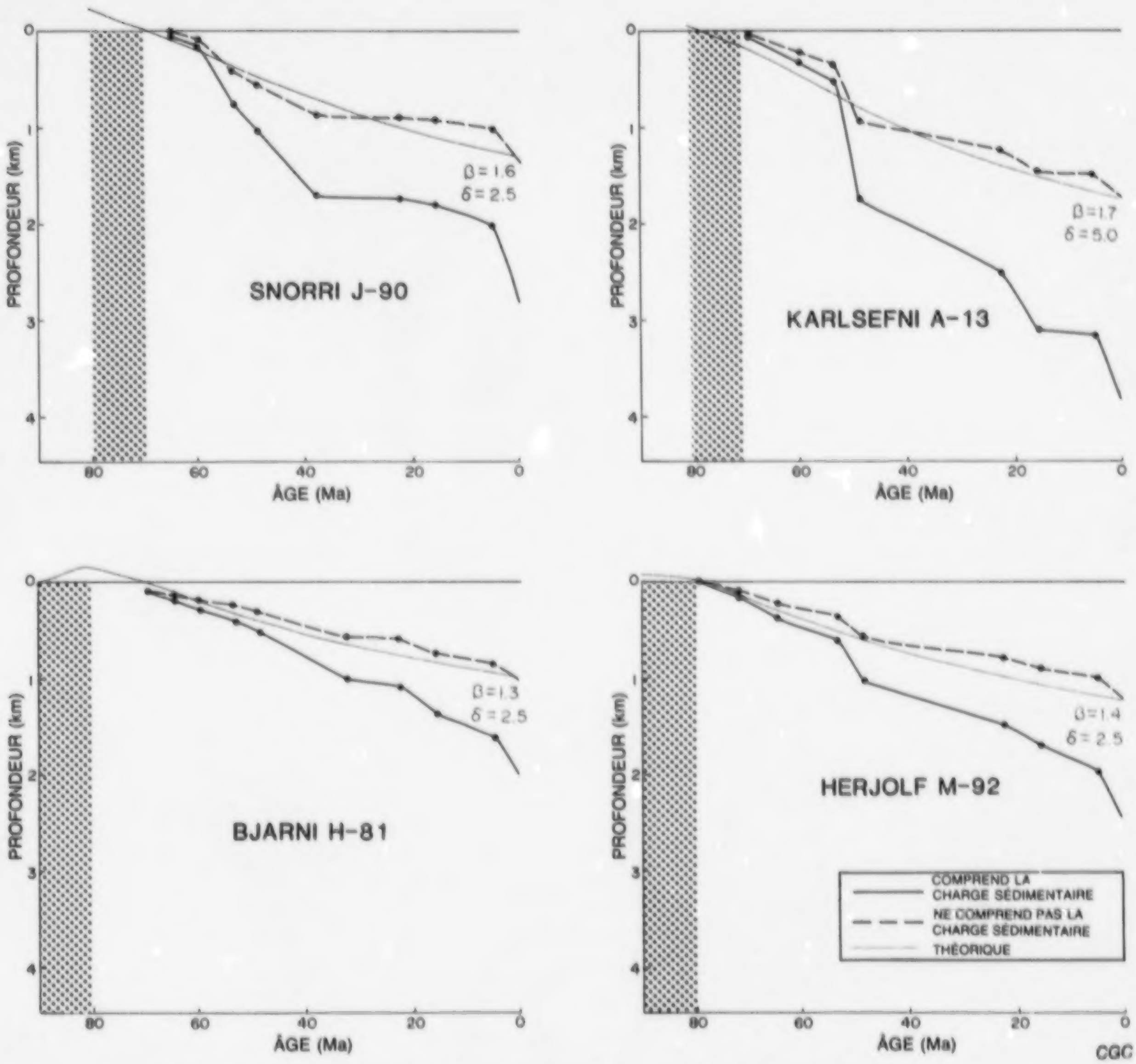


Figure 2-9. Courbes de subsidence de la plate-forme du Labrador (l'emplacement des puits est indiqué à la figure 1, en pochette). La description des courbes de la figure 2-8 s'applique ici également. Dans le cas présent, les valeurs de l'étirement de la croûte (β) et de l'étirement de la lithosphère sous la croûte (δ) sont données à côté de chacun des exemples. D'après Royden et Keen (1980).

contraction thermique de la lithosphère (fig. 2-8). Une constante de temps d'environ 60 Ma pour le refroidissement lithosphérique correspond à celle de la lithosphère océanique et de nombreuses autres régions continentales (Sclater et al., 1980). La subsidence de la marge du Labrador est semblable, bien que les courbes (fig. 2-9) présentent une dispersion considérable, probablement parce que les variations des paléoprofondeurs d'eau n'ont pas été incluses dans l'analyse (Royden et Keen, 1980). Sur la marge du Labrador, la sédimentation postérieure au rifting a été retardée d'environ 10 Ma après le début de l'expansion des fonds océaniques, probablement parce que cette marge a été soulevée juste avant.

L'histoire de la subsidence du bassin Orphan (fig. 2-10) n'est pas compatible avec un modèle simple de lithosphère en cours de refroidissement (Keen et Barrett, 1981). Le bassin ne s'est pas affaissé de façon considérable avant l'Éocène, époque à laquelle la subsidence a été extrêmement rapide. À la fin du Tertiaire, l'affaissement était anormalement lent (Ruffman et van Hinte, 1973). Ce comportement inhabituel pourrait être lié à la proximité d'une faille transformante représentée par la zone de fracture

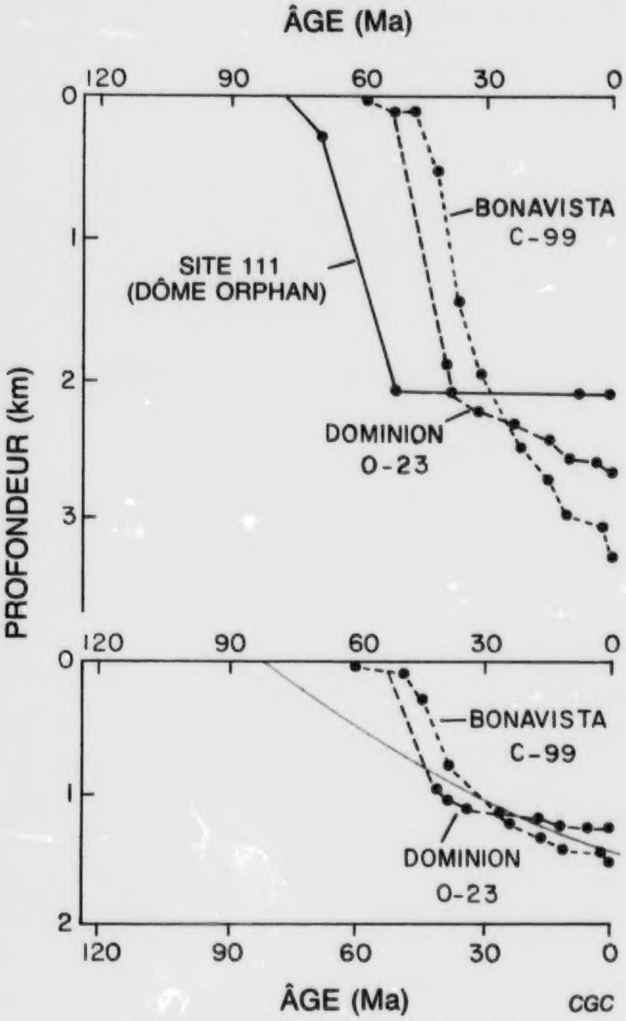


Figure 2-10. Courbes de subsidence pour la région du bassin Orphan (l'emplacement des puits est indiqué à la figure 1, en pochette). Les courbes du haut représentent la subsidence au site 111 du DSDP sur le dôme Orphan et aux puits Bonavista C-99 et Dominion O-23 sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve. Les courbes du bas correspondent aux puits Bonavista C-99 et Dominion O-23 après correction pour éliminer l'effet de la charge sédimentaire. Le trait continu rouge représente la subsidence théorique prédite à l'aide d'un modèle de rifting où la distension est dépendante de la profondeur (voir Keen et Barrett, 1981).

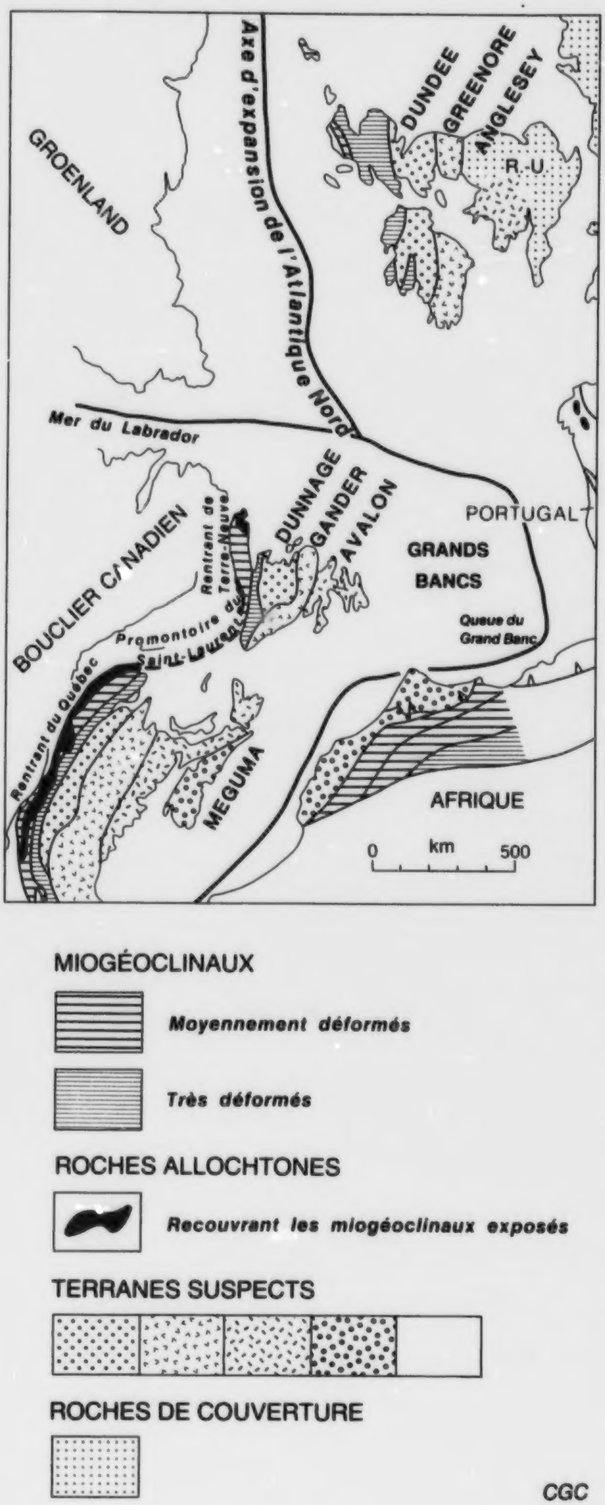


Figure 2-11. Position relative des continents avant le rifting. La corrélation géologique entre les éléments tectoniques majeurs du Paléozoïque et les promontoires et les rentrants des Appalaches canadiennes est illustrée. La position de la rupture continentale imminente au Mésozoïque est marquée d'un trait continu. D'après Williams (1984).

Bassin ....

Anomalie magnétique .... M -25   *CGC*

Figure 2-12. Bassins et plates-formes bordant l'Atlantique Nord central. La position relative des plaques est celle du Jurassique tardif-Crétacé précoce (d'après Jansa et Weideman, 1982).

de Charlie-Gibbs qui longe la limite nord du bassin. Dans ce cas, les deux plaques resteraient soudées de façon à ce que le bassin continue à être étiré activement au cours des mouvements entre les deux continents. Seule la séparation continentale finale aurait permis un effondrement rapide du bassin. Cette hypothèse est semblable, sur certains points, à celle d'un rifting continu dans la région des Grands Bancs jusqu'au Crétacé. Les processus mécaniques et thermiques en jeu sont cependant mal connus.

HÉRITAGE TECTONIQUE ET STYLES TECTONIQUES CONTRASTANTS

Héritage tectonique

Plusieurs limites géologiques de l'Est du Canada ont connu une activité tectonique intense tout au long du Phanérozoïque ou se sont propagées par suite d'une orogenèse (fig. 2-2, 2-3).

Le rifting au Mésozoïque-Cénozoïque s'est produit en travers de l'orogène appalachien (fig. 2-11) dans le nord-est de Terre-Neuve et la province de Grenville au Labrador. Quelques structures précambriennes et frontières de zones paléozoïques se sont propagées vers l'est et leur prolongement coïncide avec le rejet transversal apparent de la marge actuelle et des principales zones de fracture océaniques. Le prolongement le plus évident est celui de la faille de Dover dans la zone de fracture de Charlie-Gibbs (fig. 2-2). Les différences de géologie superficielle et de croûte profonde entre les zones d'Avalon et de Gander, montrent bien l'importance de la faille de Dover en tant que limite de zone paléozoïque. De même, le prolongement du front de Grenville précambrien s'exprime dans le décrochement de la marge à l'arche de Cartwright et son prolongement vers la mer dans la zone de fracture de Cartwright. En général, les limites entre les bassins et les plates-formes peuvent être retracées vers la mer jusqu'aux zones de fracture océaniques, même si les limites ne correspondent pas à un linéament plus ancien bien défini (voir par exemple la fig. 2-12). Il est étonnant que l'importante zone limite entre les zones d'Avalon et de Meguma ne soit marquée ni par un rift ni par une marge transformante, bien qu'elle corresponde à l'emplacement du bassin d'effondrement de Fundy, du graben Orpheus et du volcanisme du Crétacé moyen sur les Grands Bancs (fig. 2-2).

L'importante marge transformante méridionale des Grands Bancs ne semble pas s'être développée le long d'un linéament existant. De même, les failles normales situées dans le bassin Orphan semblent être perpendiculaires à l'orientation nord-est des structures d'Avalon. Ces exceptions font penser que les forces de distension en jeu ont contrôlé l'emplacement de la rupture continentale et que, bien que des frontières existaient, elles n'ont pas été essentielles au développement des structures d'effondrement mésozoïques.

La Queue du Grand Banc, sur la marge transformante des Grands Bancs, est un promontoire moderne, parallèle au promontoire paléozoïque du Saint-Laurent de l'orogène appalachien (fig. 2-11; Williams et Doolan, 1979). De plus, la «structure transformante» reliant le promontoire du Saint-Laurent au rentrant du Québec est située dans le prolongement de la fosse du Labrador, plus ancienne, qui pourrait représenter une marge continentale du Protérozoïque précoce. Bien que ces structures trahissent un héritage et des contrôles anciens, aucune cassure structurale ne peut être tracée d'une structure à une autre.

Finalement, certaines structures ont connu une activité tectonique sur de longues périodes mais ne sont jamais devenues des marges continentales. Par exemple, la vallée du Saint-Laurent présente des traces d'un rifting embryonnaire ayant précédé l'ouverture de l'océan Iapetus et de l'océan Atlantique, et continue d'être une zone d'activité sismique élevée.

À l'échelle de tout l'Atlantique Nord, il existe un lien spatial évident entre la répartition des roches touchées par l'orogenèse grenvillienne, la répartition des roches marquées par les orogenèses paléozoïques et l'emplacement des marges continentales actuelles (Williams, 1984). C'est ainsi que les styles tectoniques de l'Atlantique Nord ont pu être déterminés par des événements qui ont commencé il y a plus de 1 000 Ma.

Styles tectoniques

La comparaison de segments de marges continentales et de marges conjuguées révèlent des différences intéressantes de comportement au cours du rifting. Par exemple,

nombre de segments de marge, y compris ceux de la baie de Baffin, du Labrador, du bassin Orphan et du banc de Georges, présentent des failles normales dans le socle, en échelons vers le bassin océanique. Des failles normales n'ont cependant été observées que localement dans le socle sous le bassin Néo-Écossais; il s'agit plutôt d'une charnière au-delà de laquelle le socle semble être libre de failles. Cette absence apparente de failles normales pourrait être liée en partie à l'effet de recouvrement de l'épaisse séquence sédimentaire et à la présence d'une couche de sel très réfléchissante juste au-dessus du socle. Cependant, comme des données de sismique-réflexion de bonne qualité ont été recueillies dans la région, la présence de nombreuses failles normales aurait dû être détectée. Les failles normales sont également absentes sur la marge plus au sud, par exemple dans la cuvette du canyon de Baltimore au large de la côte Est des États-Unis (LASE Study Group, 1986); cette caractéristique du bassin Néo-Écossais ne représente donc pas un exemple unique. Si des failles normales sont présentes, elles doivent être de petite taille par rapport à celles qui ont été observées sous les segments de marge dont il a été question précédemment.

Les raisons pour lesquelles les styles de formation de failles seraient différents n'ont pas été clairement déterminées; plusieurs facteurs ont cependant été suggérés. Ainsi, toutes les marges où des failles normales apparaissent clairement sont situées dans un socle précambrien, soit les roches du Bouclier canadien des marges du Labrador et de l'île de Baffin, soit des roches de la zone d'Avalon. Inversement, les roches du socle étiré du bassin Néo-Écossais comportent des roches métasédimentaires du groupe paléozoïque de Meguma et des intrusions granitiques. Il pourrait donc exister une corrélation entre la formation de failles de distension et certains facteurs comme l'âge, la fabrique de déformation antérieure au rifting ou la résistance mécanique des roches du socle. Dans certaines régions où les failles ou principales frontières structurales paléozoïques ont été soumises à une distension au Mésozoïque, il peut arriver que les mêmes plans de faille ou frontières soient réactivés, peut-être en fonction de la direction de la distension par rapport aux orientations des frontières d'origine. Cela pourrait expliquer pourquoi, au sud des Grands Bancs, l'orogène appalachien a été séparé longitudinalement, alors qu'au nord, le rifting s'est fait en travers de l'orogène, tel que décrit plus haut.

L'absence de failles dans les profondeurs du bassin Néo-Écossais rend difficile l'explication de l'amincissement observé de la croûte et de la lithosphère par la distension au cours du rifting (voir le chapitre 9). Il est cependant possible qu'il y ait, au lieu de nombreuses petites failles normales, un seul grand bloc faillé, dont le plan de faille s'aplanit pour former une surface de décollement sous le bassin Néo-Écossais. À l'intérieur du bloc faillé, il pourrait y avoir déformation ductile et présence de failles normales, trop petites pour être relevées. Cette hypothèse concorde avec les concepts de réseaux de failles de décollement élaborés à partir de la cartographie géologique de la province de Basin and Range des États-Unis (Wernicke et Burchfiel, 1982). La présence d'importants réseaux de failles actives à l'heure actuelle dans la région égéenne appuie aussi cette hypothèse (Jackson et McKenzie, 1983).

Le rôle du coulissage dans la formation des marges actuelles n'est pas clair. Les principales marges transformantes, par exemple celles du sud des Grands Bancs, de la limite nord du bassin de Terre-Neuve Est et de la région située près de l'arche de Cartwright au large du Labrador (fig. 2-3), sont les exemples les plus apparents de segments de marges transformantes. La marge transformante située au sud des Grands Bancs est la mieux connue et servira ici d'exemple. Il existe probablement un grand nombre de formes moins apparentes, par exemple de nombreux petits segments de marges transformantes situés le long de segments de marges essentiellement de divergence, comme les marges du Labrador et Néo-Écossaise, notamment là où des failles transformantes océaniques coupent la marge (fig. 2-2, 2-3).

Le lieu de rencontre entre les segments de marges transformantes et de marges de divergence dans la région du sud-est des Grands Bancs est complexe. Rien ne semble indiquer qu'il existe un prolongement vers le continent de la marge transformante du sud des Grands Bancs (Haworth et Keen, 1979). Comme il a été fait mention précédemment, les principales limites paléozoïques dans cette région ne coïncident pas avec la marge transformante. Il semblerait plutôt que la partie nord-ouest de la marge méridionale des Grands Bancs se soit écartée au cours du Jurassique précoce et forme l'extrémité nord du bassin Néo-Écossais (fig. 2-3). Tout mouvement de coulissage dans cette région a dû être faible, mais aucune observation ne permet de le définir. En même temps, des bassins d'effondrement linéaires ont été créés sur les Grands Bancs en réponse à la distension. Ces bassins peuvent être considérés, dans une certaine mesure, comme représentants des rifts avortés du Jurassique précoce, alors que le réseau de rifts tentait de se propager vers le nord-est, et ainsi traverser les Grands Bancs.

À la fin du stade de rifting, il y a eu rupture des continents au sud-est du bassin Néo-Écossais et formation de la nouvelle croûte océanique. Les mouvements de coulissage entre les deux continents se seraient poursuivis le long de la marge méridionale des Grands Bancs. Le passage au stade postérieur au rifting est marqué par une modification du style tectonique qui se manifeste près de la limite orientale du sous-bassin de la Baleine Sud, le long de la marge transformante (fig. 2-3). Cet endroit marque probablement la première occurrence de croûte océanique voisine de la marge transformante. À l'est du sous-bassin de la Baleine Sud, la marge se caractérise par la proximité des monts sous-marins Fogo, par une crête volcanique située au pied du talus et parallèle à la marge et qui semble marquer la limite entre l'océan et le continent, ainsi que par l'absence de bassin à séquence sédimentaire épaisse sur la plate-forme continentale adjacente. Ces caractéristiques sont très différentes de celles du bassin Néo-Écossais. Des observations semblent confirmer l'hypothèse de la formation de la marge transformante proposée ici, qui n'a toutefois pas été vérifiée de façon rigoureuse. L'évolution d'autres segments de marge transformante pourrait être un peu différente.

D'après une hypothèse intéressante liée à la formation d'une marge transformante, la formation de rifts serait attribuée à l'effet de panaches mantelliques ascendants, situés au point actuel de rencontre des segments de marges transformantes et de marges de divergence (Kinsman, 1975). Les panaches ont entraîné la naissance d'une jonction triple à rayonnement vers l'extérieur. Ce scénario pourrait s'appliquer, par exemple, à l'embouchure du chenal Laurentien qui est situé entre la marge de divergence

Néo-Écossaise et la marge transformante des Grands Bancs. Le chenal Laurentien, qui constitue le troisième bras de cette jonction triple, correspondrait selon cette théorie à un rift avorté. Il est cependant difficile de prouver la présence de panaches au cours de la formation de rifts. De toute façon, aucune trace de volcanisme liée à la présence de panaches dans la région du chenal Laurentien n'a encore été détectée puisqu'elle serait enfouie sous d'épais dépôts sédimentaires. De plus, il n'existe aucune preuve que le chenal Laurentien représente un rift avorté.

D'importantes failles de coulissage du Paléozoïque tardif pourraient être responsables de la formation du bassin de la Madeleine dans le golfe du Saint-Laurent (Bradley, 1982). De tels bassins seraient liés à une distension et se formeraient là où le système de failles n'est pas linéaire. Le rôle qu'exercent d'importants rejets transversaux apparents le long de ces systèmes de failles non linéaires dans le contrôle de l'évolution tectonique de la région au cours des derniers stades de l'orogène appalachien est en grande partie hypothétique. Pour clarifier cela, il pourrait être intéressant de réaliser d'autres études géologiques et géophysiques de la région du golfe du Saint-Laurent.

Il n'existe encore aucune étude détaillée des marges conjuguées, c'est-à-dire des marges qui étaient contiguës juste avant l'écartement des continents. Il est cependant intéressant de comparer les traits généraux des marges qui sont aujourd'hui situées de part et d'autre des bassins océaniques. Dans la mer du Labrador, la marge située au large du Labrador est occupée par deux bassins comblés d'épais dépôts sédimentaires et reposant sur une croûte amincie. En revanche, la marge voisine du Groenland occidental est bien marquée et présente les propriétés d'une plate-forme plutôt que d'un bassin. Le bassin Orphan est un large bassin sédimentaire, tandis que les formes correspondantes, situées au large des îles Britanniques, sont des marges de plate-forme relativement bien accentuées. Le bassin Néo-Écossais et la plate-forme de LaHave, situés au large de la Nouvelle-Écosse, peuvent être jumelés à une zone de plate-forme et au bassin d'Essaouira situés sur la marge de l'Afrique de l'Ouest (fig. 2-12; Jansa et Weidman, 1982). Il semblerait donc que la rupture continentale ait été asymétrique par endroits et que la séparation finale ait eu lieu plus près d'un des côtés du bassin d'effondrement. Cette asymétrie n'a pas encore été expliquée de façon satisfaisante, bien que d'après certaines hypothèses, elle puisse être liée à un amincissement asymétrique de la lithosphère au cours de la distension (Keen, 1985; voir le chapitre 9).

Finalement, des variations de style tectonique aux marges contemporaines peuvent nous aider à mieux cerner les facteurs qui contrôlent les variations observées dans les zones de chevauchement qui surmontent d'anciennes marges passives, notamment celles qui bordaient autrefois l'océan Iapetus au Paléozoïque précoce (fig. 2-6). Une charnière bien marquée, empêchant peut-être le chevauchement, pourrait bien représenter un exemple de ces facteurs. De même, des segments de marges de plate-forme, par exemple les monts Long Range de l'ouest de Terre-Neuve, peut-être, pourraient constituer un obstacle au chevauchement. En général, les rentrants de l'orogène appalachien sont marqués par de larges zones de chevauchement; les vieux promontoires ont un socle exposé et ne présentent pas de large zone de chevauchement (Thomas, 1977). Il est possible que des segments de marges maigres, par exemple ceux de la région du bassin Orphan, réagissent différemment au chevauchement que les régions où la sédimentation est importante, notamment le bassin Néo-Écossais. Il est certain que l'épaisseur de sédiments disponibles pour former les nappes de charriage serait très différente dans ces deux cas. Étant donné que la résistance mécanique de la lithosphère dépend en grande partie de son état thermique, l'âge thermique de la marge au moment du charriage pourrait bien être aussi important. Les différences entre diverses zones plissées et chevauchées, par exemple la façon dont le socle participe au chevauchement, la nature allochtone du chevauchement et les distances horizontales de déplacement des terranes allochtones constituent des questions fondamentales qui permettent de mieux comprendre l'orogenèse.

ANOMALIES MAGNÉTIQUES ET GRAVIMÉTRIQUES

Au cours des deux dernières décennies, des données gravimétriques et magnétiques ont été recueillies entre le banc de Georges et les chenaux de l'Arctique, notamment dans la mer du Labrador et dans l'Arctique (fig. 2-13). Des anomalies magnétiques et des anomalies gravimétriques à l'air libre sont illustrées aux figures 2-14 à 2-17 (voir les cartes 1708A et 1709A, en pochette).

Principales structures du Précambrien et du Paléozoïque

L'étude portant sur les champs d'anomalies magnétiques et gravimétriques a permis notamment de tracer le prolongement marin des provinces structurales et des zones géologiques précambriennes et appalachiennes (par exemple, Haworth, 1975; Haworth et Jacobi, 1983).

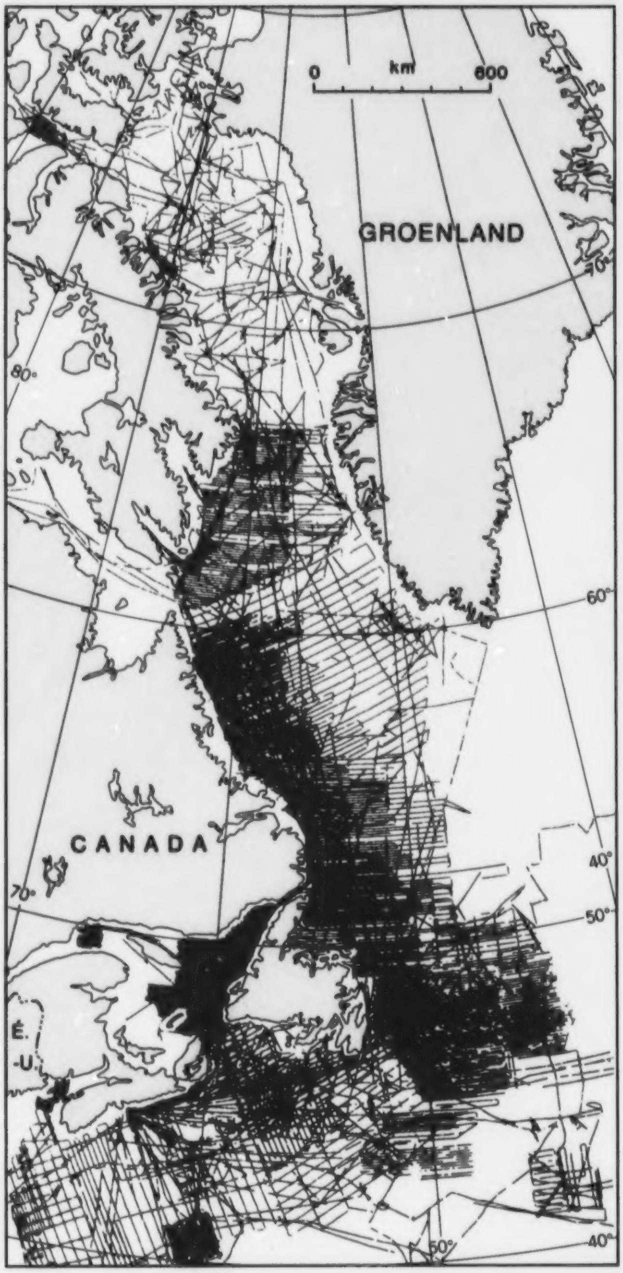
Un gradient gravimétrique marqué suit généralement le miogéoclinal appalachien occidental depuis le sud des États-Unis jusqu'au Canada (Haworth et al., 1980; Thomas, 1983). Il traverse la péninsule de la Gaspésie, se poursuit vers l'est dans le golfe du Saint-Laurent puis se prolonge dans la zone d'Humber dans l'ouest de Terre-Neuve. Il existe une anomalie gravimétrique négative au-dessus de l'avant-pays, au nord-ouest de la limite de déformation. Quinlan et Beaumont (1984) se sont servis de cette signature gravimétrique pour vérifier de façon objective leur modèle des bassins d'avant-pays appalachiens, qui se forment par flexure lithosphérique, en réponse au charriage d'une marge continentale cambro-ordovicienne par un prisme d'accrétion tectonique formé d'est en ouest. Le gradient gravimétrique ne coïncide cependant pas avec la limite occidentale de la déformation appalachienne. En effet, ce gradient est déformé par endroits par les importantes anomalies gravimétriques positives qui se manifestent au-dessus des masses d'ophiolites associées aux allochtones taconiques, notamment les ophiolites de l'ouest de Terre-Neuve, y compris la Bay of Islands, et de la région de la baie Hare. Il semble donc que le gradient reflète soit la structure de l'ancienne marge passive, soit le charriage qui s'est produit par la suite sur cette marge, soit les deux. Les structures de contrôle ne sont cependant pas bien connues. La marge paléozoïque s'étend probablement au nord de Terre-Neuve et atteint presque la zone de fracture de Cartwright (Haworth et al., 1976), comme l'indiquent les directions géophysiques.

Les zones de Meguma et d'Avalon de l'orogène appalachien sont bien définies par leurs signatures gravimétrique et magnétique. Au sud, la zone de Meguma présente une configuration particulière d'anomalies magnétiques allongées dans la direction NNE-SSW (Zietz et al., 1980), qui se terminent le long de la zone de fracture de Cobequid-Chedabucto. Ces anomalies magnétiques prendraient leur origine dans les zones riches en pyrrhotite de la Formation d'Halifax du Groupe de Meguma (McGrath et al., 1973). Les données de champ potentiel semblent indiquer que les roches de Meguma et les roches intrusives granitiques qui leur sont associées atteignent la bordure du continent, bien que l'épaisse couche de sédiments camoufle la signature magnétique de la zone de Meguma près de l'accore. Les granites dévoniens situés dans la plate-forme Néo-Écossaise sont associés à des anomalies gravimétriques négatives (-20 à -40 mGal) et à un champ magnétique uniforme. Cette signature géophysique a été interprétée comme reflétant la présence de batholites granitiques semblables à ceux qui parsèment le sud de la Nouvelle-Écosse (McGrath et al., 1973; Watts, 1974; Haworth et MacIntyre, 1975; King et MacLean, 1976). Des roches granitiques sont présentes en effet dans les puits Ojibwa E-07 et Mohawk B-93 (voir le chapitre 5).

De fortes anomalies magnétiques positives le long de la côte sud-est du Nouveau-Brunswick et vers l'est le long de la zone de fracture de Cobequid-Chedabucto, marquent la jonction entre les zones de Meguma et d'Avalon. À l'est de la Nouvelle-Écosse, la zone de fracture de Cobequid-Chedabucto est le mieux définie par les anomalies gravimétriques observées en travers du graben Orpheus, étroit bassin sédimentaire d'orientation est-ouest qui a plus de 6 km de profondeur (Loncarevic et Ewing, 1966). Une anomalie négative d'environ -45 mGal apparaît au-dessus du graben et des valeurs positives supérieures à +20 mGal, au-dessus des crêtes situées au nord et au sud du graben. L'anomalie magnétique marquant la limite entre les zones d'Avalon et de Meguma se poursuit vers l'est et traverse le sud des Grands Bancs en direction de la chaîne de monts de Terre-Neuve; c'est l'anomalie Collector (fig. 2-2, Haworth, 1975) illustrée à la figure 2-16 comme une ligne reliant des zones d'anomalies positives. Au nord de cette anomalie, une série d'anomalies magnétiques courbes traverse les Grands Bancs et atteint le bassin Orphan. L'anomalie Collector tire son nom de l'anglais « collect » parce que les anomalies magnétiques sinueuses situées au nord sur les Grands Bancs semblent y converger. Ces anomalies magnétiques positives et négatives correspondent à des zones volcaniques et sédimentaires alternées dans la zone d'Avalon (Haworth et Lefort, 1979).

La limite nord de la zone d'Avalon correspond à des rejets transversaux apparents qui tracent une série de lignes brisées (fig. 2-2) depuis le golfe du Saint-Laurent jusqu'au centre sud de Terre-Neuve, où elle suit ensuite les failles d'Hermitage et de Dover qui traversent Terre-Neuve et la zone de fracture de Charlie-Gibbs jusqu'à l'accore (Haworth et Lefort, 1979). Miller (1977) et Miller et al.(1985) ont examiné certaines de ces directions sur le continent ainsi que leur prolongement dans la zone littorale.

La région du golfe du Saint-Laurent comprend trois importants bassins sédimentaires paléozoïques : les bassins d'Anticosti, de la Madeleine et de Sydney (fig. 2-2) dont les anomalies gravimétriques à l'air libre sont respectivement de -40 mGal, -40 mGal et -20 mGal environ. Les anomalies magnétiques au-dessus des bassins sont généralement marquées par une grande longueur d'ondes et une faible amplitude (Haworth et MacIntyre, 1977), comme cela



CGC

Figure 2-13. Région couverte par les levés magnétiques et gravimétriques au large de la côte Est du Canada.

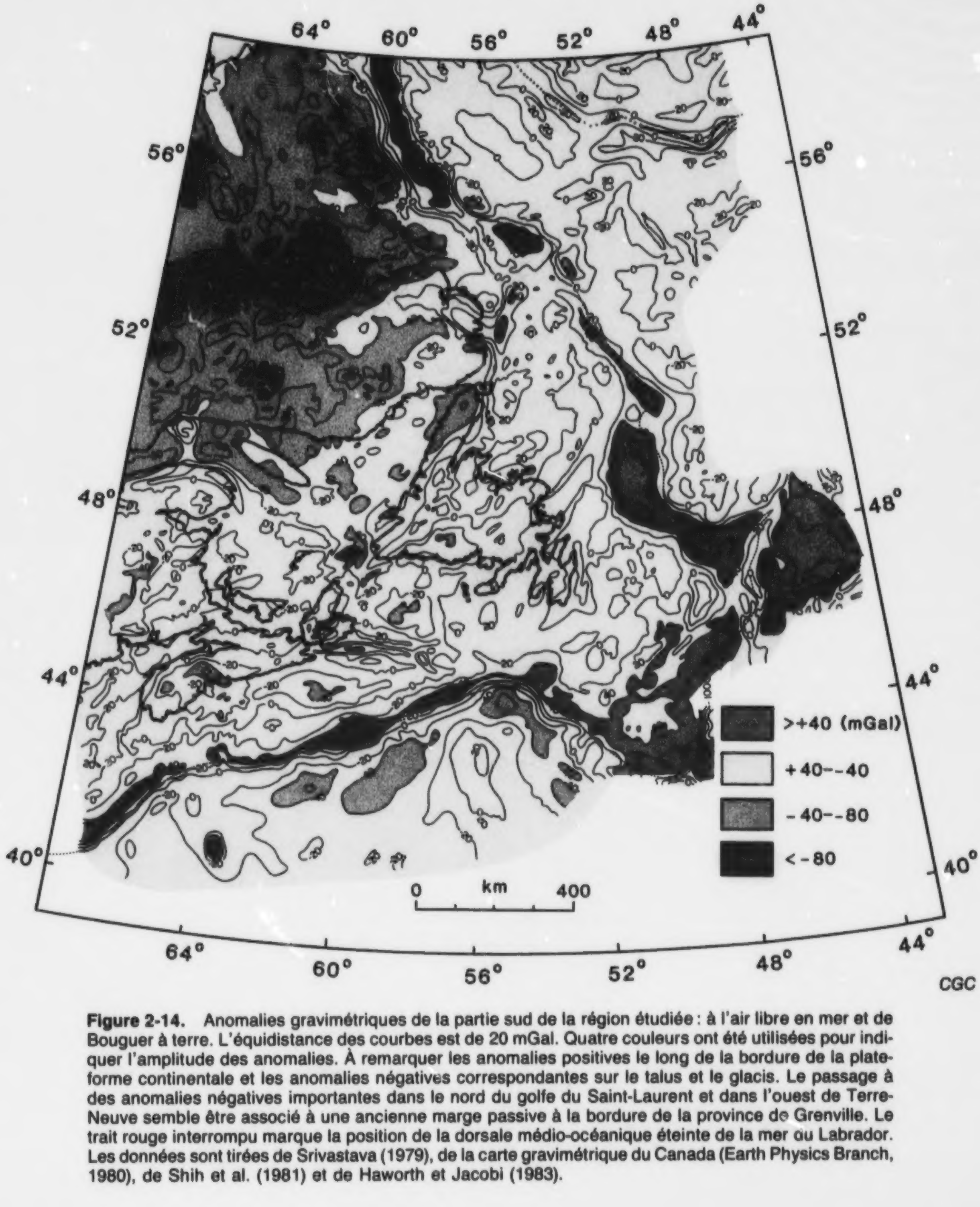


Figure 2-14. Anomalies gravimétriques de la partie sud de la région étudiée : à l'air libre en mer et de Bouguer à terre. L'équidistance des courbes est de 20 mGal. Quatre couleurs ont été utilisées pour indiquer l'amplitude des anomalies. À remarquer les anomalies positives le long de la bordure de la plateforme continentale et les anomalies négatives correspondantes sur le talus et le glacis. Le passage à des anomalies négatives importantes dans le nord du golfe du Saint-Laurent et dans l'ouest de Terre-Neuve semble être associé à une ancienne marge passive à la bordure de la province de Grenville. Le trait rouge interrompu marque la position de la dorsale médio-océanique éteinte de la mer du Labrador. Les données sont tirées de Srivastava (1979), de la carte gravimétrique du Canada (Earth Physics Branch, 1980), de Shih et al. (1981) et de Haworth et Jacobi (1983).

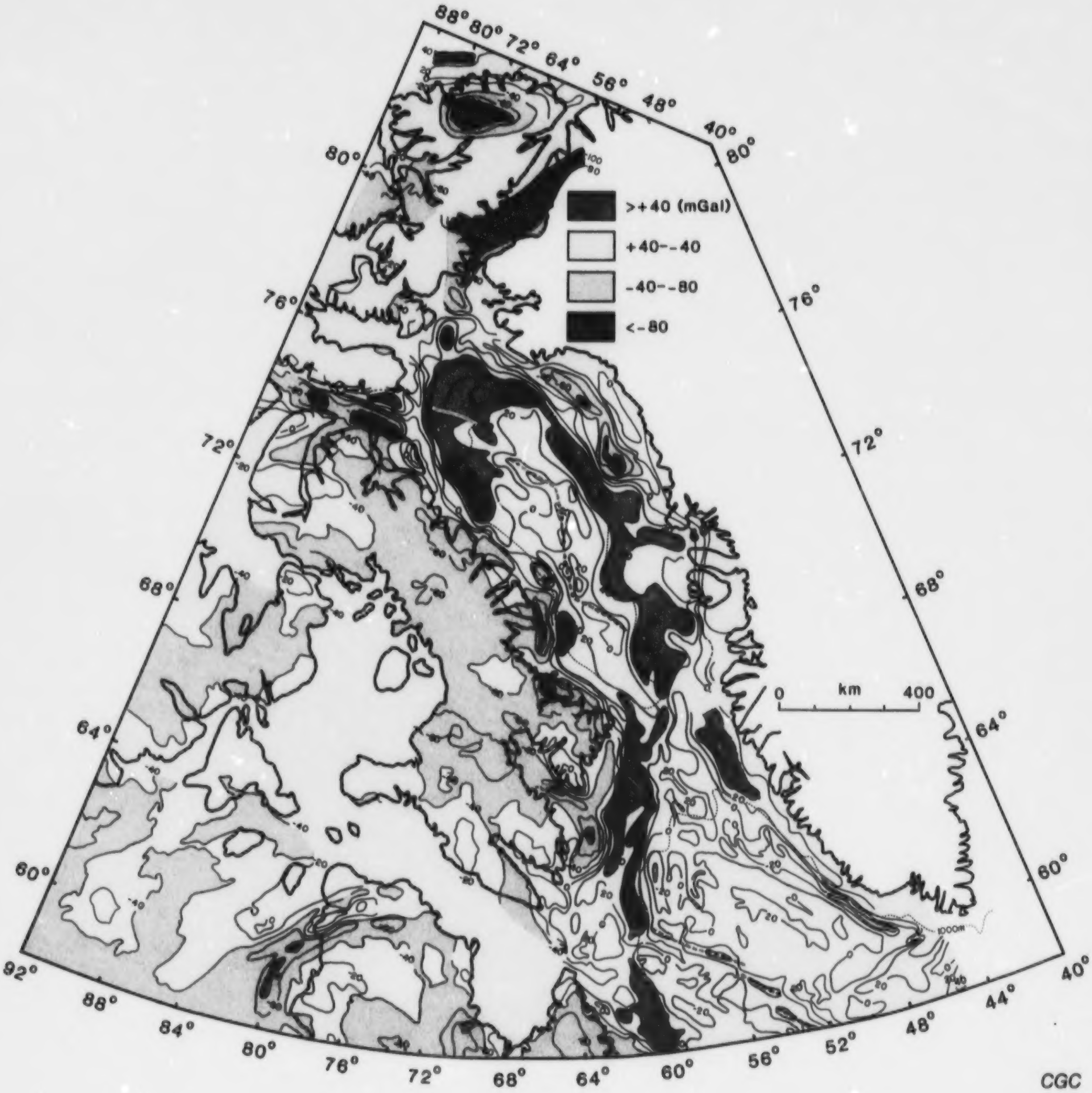


Figure 2-15. Anomalies gravimétriques de la partie nord de la région à l'étude : à l'air libre en mer et de Bouguer à terre. L'équidistance des courbes est de 20 mGal. Le trait rouge interrompu marque la position des dorsales médio-océaniques éteintes de la mer du Labrador et de la baie de Baffin. (Les sources sont les mêmes que pour la figure 2-14.)

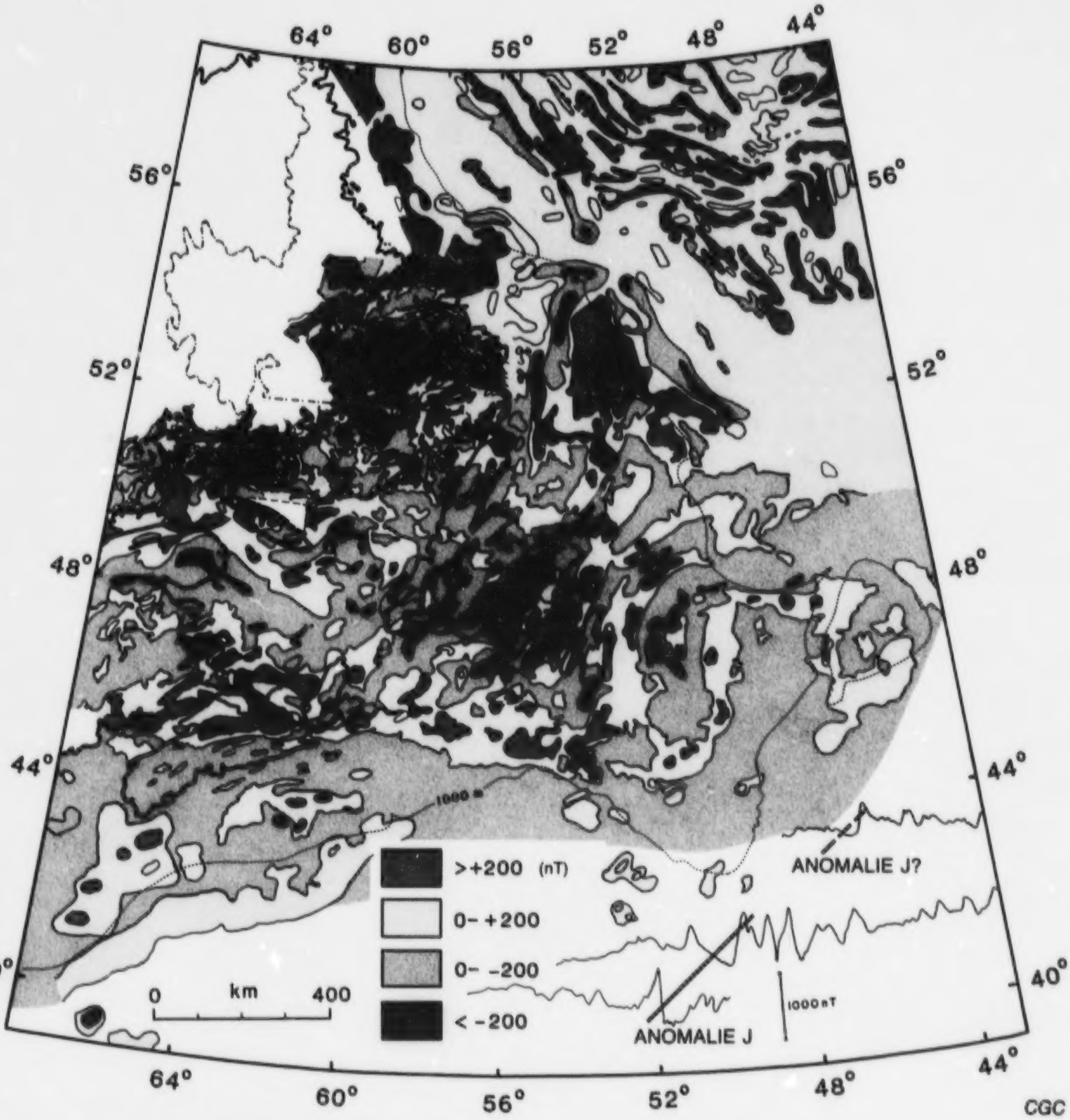


Figure 2-16. Anomalies magnétiques de la partie sud; les anomalies sont présentées par des isogammes quand la densité des données est suffisante et sous forme de profils dans les autres cas. Quatre couleurs ont été utilisées pour indiquer l'amplitude des anomalies. Les données présentées par des isogammes ont été tirées de Haworth et MacIntyre (1975), de la carte des anomalies magnétiques du Canada (McGrath et al., 1977) et de Haworth et Jacobi (1983). Les profils ont été tracés à partir de données présentées par Keen et al. (1977), Srivastava (1978, 1979) et Shih et al. (1981). Les positions de l'anomalie magnétique de la côte Est (AMCE) et de l'anomalie J sont indiquées. Les directions d'anomalies océaniques linéaires dans la mer du Labrador sont indiquées. La position de la dorsale médio-océanique éteinte de la mer du Labrador est marquée par un trait rouge interrompu.

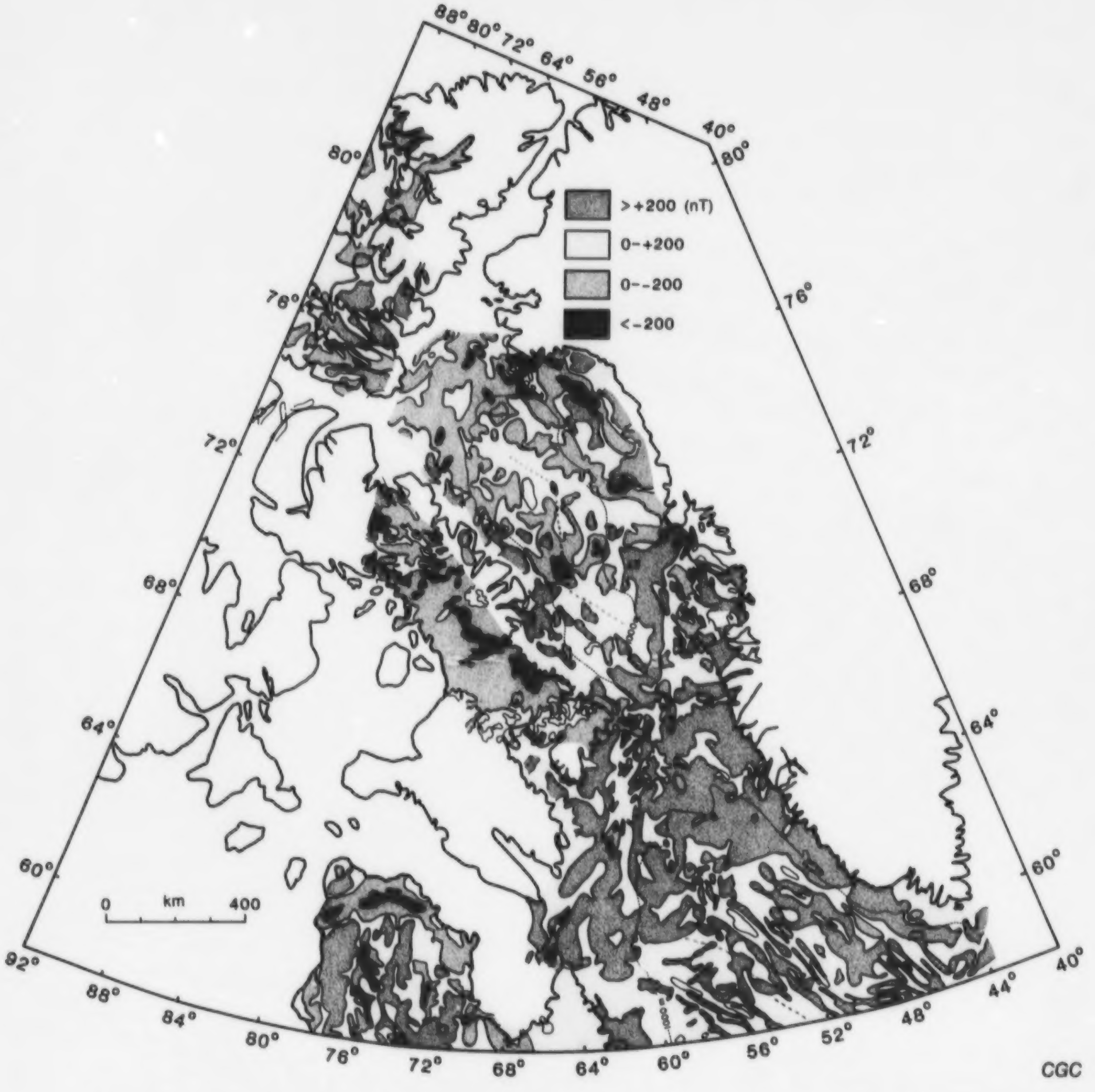


Figure 2-17. Anomalies magnétiques de la région nord. Le trait rouge interrompu marque la position des dorsales médio-océaniques éteintes de la mer du Labrador et de la baie de Baffin. Se reporter à la figure 2-16 pour des renseignements complémentaires.

se produit normalement au-dessus de bassins aussi profonds que ceux-ci; en effet, le bassin de la Madeleine a 12 km de profondeur et les bassins d'Anticosti et de Sydney, 6 km (Jansa et Wade, 1975; voir le chapitre 4).

Watts et Haworth (1974) ont publié une brève synthèse de la géologie et de la géophysique d'une portion du bassin de la Madeleine. Ils ont montré que dans les sédiments carbonifères-permiens, le diapirisme était responsable d'une anomalie magnétique locale élevée de 100 nT et d'une anomalie négative de Bouguer correspondante de -40 mGal juste à l'est des Îles-de-la-Madeleine. Les structures de sel sont situées au-dessus d'une crête près du centre du bassin. Les directions structurales du bassin sont semblables à celles qui sont définies au nord-est et au sud-ouest, et le prolongement de cette crête du Cap Breton à Terre-Neuve, à travers le détroit de Cabot, pourrait indiquer une continuité structurale (par exemple, Sheridan et Drake, 1968).

Le bassin d'Anticosti est situé juste au-delà de la zone de déformation appalachienne. Sa profondeur diminue rapidement au nord, ce qui apparaît clairement sur la carte des anomalies magnétiques (Haworth et MacIntyre, 1977) où est illustrée une variation rapide et continue en direction du nord (longueur d'onde plus courte : moins de 10 km, et amplitude plus élevée : de l'ordre de ±500 nT). Le champ gravimétrique ne se modifie pas de façon importante de part et d'autre du bassin, ce qui est conforme à l'âge et à la nature des sédiments. Les roches sédimentaires cambriennes à siluriennes ont des masses volumiques probablement semblables à celles du socle grenvillien sous-jacent; l'équilibre isostatique général est atteint.

Dans la zone de fracture de Cartwright (ou arche de Cartwright), à la rencontre du front de Grenville et de la marge continentale, se produit un important déplacement horizontal des éléments morphologiques et de la direction des anomalies magnétiques et gravimétriques. Le front de Grenville, limite géologique entre la province de Grenville, épaisse, et la province du lac Supérieur, plus mince, présente une anomalie gravimétrique négative marquée, inférieure à -40 mGal. D'importantes anomalies magnétiques et gravimétriques positives s'observent au-dessus de l'arche de Cartwright, juste au sud de la zone de fracture de Cartwright. Une variation marquée de la direction et des valeurs du rejet transversal apparent des anomalies magnétiques de l'expansion océanique coïncide avec la partie marine de la zone de fracture de Cartwright. La complexité de la région de l'arche de Cartwright pourrait être liée à la convergence et à l'interaction d'un certain nombre de directions observées à cet endroit : les directions nord-sud appalachiennes, la direction est-ouest du front de Grenville et les linéaments principaux NW-SE et NE-SW (en corrélation avec nombre de fractures, de failles et de dykes) observés, par exemple, par Mc Whae (1981) dans le socle précambrien du Labrador.

La géologie des plates-formes continentales de l'île de Baffin au cours de la période précédant le rifting est peu connue. Le long de la marge de l'île de Baffin, des anomalies gravimétriques et magnétiques ont servi à délimiter le prolongement vers la mer des roches paléozoïques (Grant, 1975b; MacLean et Falconer, 1979). Étant donné que l'orientation structurale de l'île de Baffin semble être à peu près nord-ouest-sud-est (Fahrig et al., 1971; McWhae, 1981; Rice et Shade, 1982) ou parallèle à la direction d'ouverture de la baie de Baffin, il est difficile de distinguer les caractéristiques géologiques qui sont propres au rifting de celles qui correspondent à la période antérieure.

Anomalies gravimétriques de la bordure de la plate-forme continentale

La marge de la côte Est comporte des marges de type transformant et de divergence; l'anomalie positive à l'air libre qui longe l'accore de la marge continentale depuis le banc de Georges jusqu'au détroit d'Hudson reflète ces différences (fig. 2-14). Tout comme pour une crête topographique, l'amplitude et la largeur de cette crête d'anomalies positives varient d'un endroit à l'autre. Elles peuvent être liées à l'intersection de zones de fracture océaniques avec la marge et à diverses épaisseurs de sédiments. Ces variations peuvent également être classées selon la nature du rifting, qui entraîne la formation de bassins profonds ou de plates-formes le long de certains segments de la marge. Les variations gravimétriques, qui représentent d'importants indicateurs de l'état de l'équilibre isostatique le long de la marge, sont fortement contrôlées par la flexure de la lithosphère au cours de l'évolution de la marge (Beaumont et al., 1982; Karner et Watts, 1982).

Le long de la marge de divergence Néo-Écossaise, le maximum de l'anomalie à l'air libre de la bordure de la plate-forme continentale varie en amplitude d'environ +10 mGal au sud-est de l'extrémité sud de la Nouvelle-Écosse à plus de +100 mGal au sud-est de l'Île de Sable (carte 1708A, en pochette) où la bande positive a une largeur de 100 km.

Deux larges bandes d'anomalies négatives flanquent l'anomalie positive au-dessus l'accore; l'une des bandes est située sur les parties interne et médiane de la plate-forme continentale et atteint des valeurs de -20 à -40 mGal (Stephens et al., 1971; McGrath et al., 1973; Haworth et MacIntyre, 1975), l'autre, située près du pied du talus continental, présente des valeurs qui atteignent presque -60 mGal. Un déplacement transversal dextre entre les anomalies négatives du pied du talus (fig. 2-14) pourrait correspondre à une zone de fracture dont le prolongement continental sépare la plate-forme de LaHave du bassin Néo-Écossais. Il existe un déplacement semblable au large du banc de Georges.

Les caractéristiques générales du champ gravimétrique de la marge Néo-Écossaise seraient semblables à celles qui ont été prédites par un modèle simple de rifting et par l'évolution thermomécanique de la marge (Beaumont et al., 1982). Ces modèles sont traités en détail au chapitre 9. Au-dessus de la marge Néo-Écossaise, une anomalie gravimétrique positive atteignant peut-être 60 mGal est prévue au-dessus de l'emplacement de la charge sédimentaire maximale sur la plaque fléchie. Des anomalies gravimétriques négatives latérales d'environ -20 à -40 mGal, qui flanquent l'anomalie positive, correspondent à des déficiences de masse dans les régions affaissées, où des sédiments de plus faible masse volumique remplacent la croûte et où la croûte remplace le manteau (Beaumont et al., 1982; voir le chapitre 9). Il est donc possible d'en déduire qu'une importante composante de l'anomalie négative latérale est due à la flexure. Du « bruit » géologique, notamment des intrusions granitiques sous la plate-forme Néo-Écossaise, peut cependant modifier la signature gravimétrique. Ainsi, la variation d'amplitude et de longueur d'ondes de la signature gravimétrique entre la plate-forme de LaHave et le

bassin Néo-Écossais au nord-est est attribuée à la flexure causée par la charge de sédiments plus importante sur la plate-forme du bassin Néo-Écossais.

La marge sud-ouest des Grands Bancs est une marge transformante (Keen et Keen, 1974). L'anomalie gravimétrique de la bordure de la plate-forme continentale n'est pas bien définie; en effet, elle possède une amplitude plus faible et présente des valeurs élevées par endroits. Les marges transformantes ne subissent pas le même étirement et le même écartement que les marges de divergence; de plus, des bassins sédimentaires profonds ne s'y sont pas formés. Ainsi, les marges transformantes ne présentent pas les caractéristiques de flexure propres aux marges de divergence contiguës. Cela confirme l'hypothèse selon laquelle la juxtaposition de croûtes océanique et continentale ne peut expliquer seule l'anomalie de bordure de plate-forme qui caractérise les marges de divergence; la flexure de la lithosphère sous la charge sédimentaire représente aussi une importante composante de la signature gravimétrique. Le flanc sud du bonnet Flamand et la marge sud-est de l'île de Baffin pourraient également être des marges transformantes, mais leurs caractéristiques sont encore mal définies.

La dorsale de Terre-Neuve (fig. 2-3), qui s'étend en direction du sud-est le long de ce qui a été interprété comme étant une faille transformante ouverte du Crétacé moyen, serait un édifice volcanique formé de croûte océanique (Sullivan et Keen, 1978). La Queue du Grand Banc produit l'anomalie à l'air libre la plus importante de la région (+80 à +100 mGal) et pourrait faire partie de cette province volcanique. Les Grands Bancs eux-mêmes présentent surtout des anomalies positives ponctuées d'anomalies négatives relatives au-dessus des bassins mésozoïques qui les traversent (fig. 2-14; Haworth et MacIntyre, 1975).

Entre le bonnet Flamand et le détroit d'Hudson, la marge présente une variabilité considérable en ce qui a trait aux caractéristiques du champ gravimétrique et à l'histoire de l'étirement de la marge au cours de la rupture initiale du continent. Dans la zone d'Avalon, l'étirement maximal de la croûte continentale semble s'être produit dans le bassin Orphan, contrairement à ce qui s'est produit dans la région située entre les zones de fracture de Charlie-Gibbs et de Cartwright, où le socle est formé par les autres terranes appalachiens et où la limite entre l'océan et le continent est très nette. Une anomalie à l'air libre positive, d'environ 40 mGal se présente sous forme d'une bande étroite et rectiligne le long de l'accore de la marge en question; l'absence d'un bassin sédimentaire bien développé (et d'une flexure lithosphérique concomitante) fait que cette marge apparaît semblable, au sens gravimétrique, à celle située au sud des Grands Bancs, bien qu'il ne s'agisse pas ici d'une marge transformante mais plutôt d'une marge de divergence.

Dans la région du bassin Orphan, une anomalie à l'air libre accentuée, dont les valeurs vont de +40 à +120 mGal, est présente immédiatement côté terre de l'accore. L'anomalie est en forme d'arc, concave vers la mer. Cette anomalie gravimétrique est atypique par son amplitude (supérieure à 100 mGal), par sa position (côté terre de l'accore) et par l'absence d'anomalies négatives sur ses flancs (fig. 2-14). L'absence d'anomalies gravimétriques négatives est particulièrement intrigante, car sans elles, il est difficile d'imaginer comment s'effectue la compensation isostatique de la charge sédimentaire et la redistributions des masses dans la croûte et le manteau à la bordure de la plate-forme. L'origine de l'anomalie gravimétrique positive sur cette marge constitue une énigme et pourrait bien être liée à d'autres caractéristiques anomales de la région.

Des anomalies tout aussi étranges apparaissent à la bordure de plates-formes continentales ailleurs dans le monde, par exemple au-dessus du delta du Mackenzie dans la mer de Beaufort (Sobczak, 1975a,b), et pourraient indiquer la présence d'un étirement anomal au cours du stade de rifting de l'évolution de la marge. L'anomalie du bassin Orphan a été attribuée à la présence d'un épais biseau sédimentaire déposé sur une croûte continentale rigide mais amincie (Walcott, 1972; LeBis, 1975; Keen et Barrett, 1981).

Il existe, en plus de cette anomalie gravimétrique, plusieurs caractéristiques anomaliques dans la région du bassin Orphan, notamment : l'importante bande de croûte continentale étirée, la présence de fragments continentaux et la nature variable de la subsidence postérieure au rifting (fig. 2-10).

La marge du Labrador entre la zone de fracture de Cartwright et le détroit d'Hudson se compose de deux larges bassins sédimentaires, contrairement à sa marge conjuguée située à l'ouest du Groenland, étroite et ne présentant pas de grands bassins. Une crête d'anomalies à l'air libre positives (qui dépassent par endroits +80 mGal) suit la bordure de la plate-forme continentale et, au nord de la latitute 56°N, traverse obliquement les extrémités des anomalies magnétiques associées à l'expansion des fonds océaniques (comparer les figures 2-15 et 2-17, et remarquer la convergence de la direction axiale (trait interrompu) et de l'anomalie positive marginale à la figure 2-15). Au-dessus de la partie interne de la plate-forme continentale, il existe un important gradient gravimétrique entre l'anomalie positive de la bordure de la plate-forme et les anomalies négatives du craton continental. Les anomalies positives semblent traverser une zone où la croûte continentale qui s'amincit rapidement sous les bassins sédimentaires profonds est limitée le long du talus continental par une hauteur du socle, intermittente et contrôlée par des failles (Hinz et al., 1979). Tout comme pour le bassin Orphan, le bassin du Labrador ne semble pas présenter d'anomalie gravimétrique négative latérale du côté mer sur le flanc de l'anomalie positive de la bordure de la plate-forme continentale; cela est difficile à expliquer, en terme de mode de compensation isostatique.

Des différences de signature gravimétrique enregistrées entre la marge Néo-Écossaise et les marges plus au nord seraient peut-être liées à l'âge et à l'origine des roches du socle de la subsurface des diverses marges ainsi que sur l'âge et la durée du rifting (Royden et Keen, 1980). Dans la région située au sud-est de la Nouvelle-Écosse, le rifting qui s'est produit au Jurassique précoce a touché des roches de l'orogène appalachien, tandis que dans la mer du Labrador le rifting du Crétacé tardif a touché la lithosphère précambrienne. La période séparant le début du rifting et le commencement de l'expansion des fonds océaniques a été plus de deux fois plus longue pour les marges septentrionales que pour la marge Néo-Écossaise (fig. 2-7). De plus, la lithosphère océanique créée au nord est relativement jeune et est donc plus chaude et plus légère que la lithosphère qui est présente plus au sud.

À la suite du rifting du craton archéen, partagé par le Labrador et le Groenland (Bridgwater et al., 1973; Baer et al., 1974) au nord de la zone de fracture de Cartwright, des asymétries se sont produites, non seulement d'évolution et de structure des marges conjuguées, mais aussi des caractéristiques géophysiques de la mer du Labrador de part et d'autre du centre d'expansion. Ce centre est marqué par un minimum gravimétrique linéaire (qui rejoint localement les anomalies à l'air libre inférieures à -40 mGal) et des bandes magnétiques (fig. 2-15, 2-17); il est plus proche du Groenland que du Labrador. Dans la baie de Baffin, ce centre est plus près de l'île de Baffin que du Groenland. Une évolution asymétrique des bassins océaniques a entraîné la formation d'un plus grand nombre d'anomalies gravimétriques positives (de 20 à 40 mGal) du côté du Groenland de la dorsale du centre de la mer du Labrador (Vogt et al., 1982). Sur la marge sud-ouest du Groenland, une étroite anomalie positive à l'air libre, qui dépasse par endroits +80 mGal, s'étend juste du côté intérieur de l'accore. Une étroite anomalie négative à l'air libre, inférieure à -60 mGal au-dessus du talus continental entre 60°N et 62°N, s'élargit en direction du nord où son amplitude diminue à plus de -40 mGal. La présence inhabituelle d'une anomalie au-dessus de la bordure de la plate-forme continentale, qui ne semble pas amincie et ne porte pas de charges sédimentaires semblables à celles qui existent du côté du Labrador, n'a pas encore été expliquée. Il existe cependant d'importants volumes de roches volcaniques dans la marge sud-ouest; des roches semblables pourraient donc être la source de l'anomalie gravimétrique de la bordure de la plate-forme continentale au nord-ouest. L'élargissement vers le nord des anomalies à l'air libre positives et négatives semble correspondre à une zone de transition plus large entre la croûte océanique et la croûte continentale et à un socle plus perturbé et plus faillé, d'après des profils de sismique-réflexion (Hinz et al., 1979). D'après des études sismiques et gravimétriques réalisées le long d'un transect qui coupe la marge sud-ouest du Groenland près de 60°N (Stergiopoulos, 1984), il existe une étroite zone de transition entre la croûte océanique et continentale, large seulement de 40 km, où la croûte est mince (moins de 5 km).

La géologie de la région du détroit de Davis, qui relie la mer du Labrador et la baie de Baffin, est également complexe et mal connue. La bordure de la plate-forme continentale au sud-est de l'île de Baffin n'est pas distincte sur le plan géomorphologique et ne présente pas d'anomalies marquées. L'isobathe de 600 m coïncide à peu près avec la limite, côté mer, d'une bande de 100 km de large d'anomalies à l'air libre positives, qui s'étend du détroit d'Hudson jusqu'à la baie de Baffin. Dans cette bande, les valeurs des anomalies varient de +20 à +100 mGal. Les hautes valeurs localisées pourraient être causées soit par l'amincissement de la croûte et le volcanisme dans des bassins de distension d'un important système de failles verticales de décrochement, la zone de fracture d'Hudson, de direction nord-est (Klose et al., 1982), soit par des roches volcaniques tertiaires associées à la formation de failles transformantes et de rifts à l'extrémité nord-ouest de la mer du Labrador. Des failles se forment fréquemment dans cette zone et il existe au moins une hauteur structurale marquée, de direction nord-est-sud-ouest (Srivastava et al., 1981; Srivastava, 1983). L'anomalie gravimétrique négative associée à l'ancien centre d'expansion dans la mer du Labrador s'étend vers le nord-ouest et atteint presque l'isobathe de 1 000 m, preuve que la zone du principal mouvement de coulissage, la faille transformante d'Ungava (fig. 2-4), est située au large de cette isobathe (Klose et al., 1982; Menzies, 1982). Il existe une anomalie négative relative de moins de -40 mGal au large de la baie Cumberland, qui s'étend le long de la bordure nord-ouest d'une bande d'importantes anomalies à l'air libre positives jusque dans le détroit de Davis. Au nord-ouest, des anomalies gravimétriques négatives s'étendent jusque dans les grabens de la baie Cumberland, de la baie Frobisher et du détroit d'Hudson, indiquant que l'ouverture de la mer du Labrador a débordé des limites de la faille transformante. L'ouverture de la mer du Labrador pourrait avoir été facilitée en partie par la réactivation de failles de distension qui avaient formé la baie Cumberland et la baie Frobisher. Ces grabens pourraient représenter le bras avorté d'une jonction triple située au large de la partie sud-est de l'île de Baffin.

La bordure de la plate-forme continentale dans la baie de Baffin est généralement marquée par un fort gradient entre les anomalies négatives de l'île de Baffin et les anomalies essentiellement positives à légèrement négatives du bassin océanique. La zone de croûte intermédiaire entre la croûte continentale et la croûte océanique au nord-est de l'île de Baffin est relativement étroite (environ 30 km; Keen et al., 1976; Jackson et al., 1977). L'important gradient gravimétrique, de l'ordre de 1 à 2 mGal/km mesuré en travers de la marge nord-est de l'île de Baffin, est attribué à la juxtaposition des terrains montagneux de l'île de Baffin et d'une mince croûte océanique, séparés par un gradient particulièrement abrupt de la discontinuité de Moho sous une étroite plate-forme continentale (Jackson et al., 1977). Un important déplacement transversal de la bordure de la plate-forme continentale à 69°N pourrait être lié à un système de failles transformantes, la zone de la faille transformante d'Ungava, orientée nord-nord-est en travers de la baie de Baffin à environ 65°W (Menzies, 1982; Rice et Shade, 1982), qui est parallèle à la direction des principales structures du fond. À l'extrémité nord-ouest de la baie de Baffin, une large anomalie à l'air libre positive, supérieure à +40 mGal, correspond à une région où un dépôt sédimentaire plus épais, atteignant peut-être 7 km d'épaisseur (Keen et Barrett, 1972), repose sur la croûte océanique (Keen et al., 1974).

La marge conjuguée de l'île de Baffin du côté du Groenland est beaucoup plus large. La bordure de la plate-forme, au large du Groenland occidental, présente une crête d'anomalies à l'air libre positives, supérieures par endroits à 80 mGal. Le graben profond de la baie Melville produit une anomalie à l'air libre négative de -60 à -80 mGal et renferme une couche sédimentaire épaisse probablement d'au moins 7 km (Keen et Barrett, 1972, 1973). La structure du graben et son épaisse couche de sédiments sont sans aucun doute la cause des valeurs gravimétriques négatives. Une crête du socle du côté ouest du graben s'élève jusqu'à 700 m du fond marin (Keen et Barrett, 1973) et marque le prolongement de l'anomalie gravimétrique positive de la bordure de la plate-forme continentale, plus au sud. Au sud du graben de la baie de Melville, une large région de valeurs gravimétriques élevées coïncide avec la zone de volcanisme tertiaire.

L'interprétation de la géologie structurale de l'extrémité nord de la baie de Baffin est obscurcie par la controverse soulevée au sujet de la nature du détroit de Nares,

dont il a été question précédemment. Dawes et Kerr (1982a) et, plus récemment, Jackson et Koppen (1985) ont passé en revue les arguments des chercheurs qui croient qu'un important déplacement s'est produit le long du détroit de Nares et ceux qui pensent le contraire. Les anomalies à l'air libre dans le détroit de Lancaster sont inférieures à -80 mGal, probablement parce qu'il s'agit d'un demi-graben (voir par exemple Kerr, 1980; McWhae, 1981). Dans le détroit de Nares, entre le Groenland et l'île d'Ellesmere, l'anomalie gravimétrique à l'air libre diminue de -100 à -120 mGal, correspondant à un épaississement de la croûte continentale le long du côté du détroit situé près de l'île d'Ellesmere. L'anomalie et la structure sont comparables à celles d'autres zones de collision de croûte continentale (Jackson et Koppen, 1985).

Anomalie magnétique de la côte Est et expression magnétique de la limite océan-continent

L'anomalie magnétique de la côte Est (AMCE) s'étend à peu près parallèlement à l'accore entre le plateau Blake au large de la Floride, au sud, et la marge Néo-Écossaise, au nord (Taylor et al., 1968; Klitgord et Behrendt, 1979; Sheridan et al., 1979). L'anomalie magnétique est moins marquée à l'est de la Nouvelle-Écosse à mesure que diminue son amplitude; là où elle existe, elle est oblique à la direction des principales structures du fond marin et n'est pas liée aux anomalies gravimétriques de la bordure de la plate-forme continentale. Le long de son parcours, l'anomalie est décalée par des zones de fracture, et au large de la Nouvelle-Écosse, ces déplacements coïncident avec ceux de l'anomalie gravimétrique de la bordure de la plate-forme. La source de l'anomalie magnétique de la côte Est serait localisée à la limite océan-continent et pourrait être due à des formes de relief sur un socle magnétique ainsi qu'à une aimantation opposée des croûtes continentale et océanique (voir par exemple Keen, 1969; Keen et al., 1974; Sheridan et al., 1979). Ou bien, d'après Nelson et al. (1985a,b), l'anomalie représenterait la signature magnétique d'une suture carbonifère, où se seraient produits l'expansion des fonds océaniques et la rupture continentale au Mésozoïque. Puisque l'équivalent de l'anomalie magnétique de la côte Est est présent sur certaines portions de la marge atlantique de l'Est américain (Emery et Uchupi, 1965), il faut que la suture se soit séparée en deux au cours de la rupture pour que l'interprétation puisse tenir.

Si l'anomalie magnétique de la côte Est est associée à une suture du Paléozoïque tardif, sa disparition sur la marge Néo-Écossaise et son absence sur les marges plus au nord pourraient peut-être indiquer l'absence de la suture dans cette région. Ou encore, la rupture continentale aurait pu se produire à l'ouest de la suture et sa signature magnétique serait entièrement contenue à l'intérieur de la marge atlantique de l'Est américain ou de la partie est du continent. Quelle que soit la cause de cette anomalie, la plupart des chercheurs croient qu'elle marque la zone actuelle de croûte intermédiaire; à ce titre, elle représente un indice utile permettant de déterminer la position des paléocontinents au cours des stades du rifting. L'âge de cette anomalie, estimé au large de la Nouvelle-Écosse d'après la vitesse d'expansion calculée de la zone magnétiquement calme, est de 175 Ma (Jurassique moyen) (Barrett et Keen, 1976).

Diverses autres variations des caractéristiques des anomalies magnétiques, notamment les changements de direction et l'interruption des bandes, peuvent être utilisées pour marquer la zone de transition entre le continent et l'océan. La limite continent-océan pourrait être considérée comme étant située du côté terre des plus anciennes bandes magnétiques de l'expansion des fonds océaniques et au large des directions définies par les structures géologiques de la plate-forme continentale antérieures au rifting. Au-dessus des Grands Bancs et de l'est de Terre-Neuve, l'interruption, vers le large, de la bande sinueuse d'anomalies magnétiques positives et négatives associées au socle d'Avalon devrait marquer la bordure de la marge de divergence du continent, soit, dans ce cas, la marge externe du bassin Orphan et du bonnet Flamand. De même, les anomalies de l'expansion des fonds océaniques peuvent être suivies vers le continent jusqu'au talus continental au large de la partie nord du Labrador où leur amplitude est beaucoup plus faible (Srivastava, 1978); cela indique que la croûte océanique se termine à l'intérieur de l'isobathe de 2 000 m, presque aussi loin vers l'intérieur que l'anomalie gravimétrique positive du bassin du Labrador et de la région où s'observe le plus fort amincissement de la croûte continentale (fig. 2-15, 2-17).

Mises à part les anomalies sinueuses au-dessus du socle d'Avalon, les Grands Bancs présentent une signature magnétique atténuée. Des anomalies locales qui dépassent les 600 nT sont associées aux roches volcaniques le long des Grands Bancs méridionaux. La transition entre cette zone relativement uniforme et celle plus variable, de relief magnétique supérieur à 200 nT, à l'est des Grands Bancs, est considérée comme marquant la limite entre l'océan et le continent (Sullivan, 1983). Au sud de la chaîne de monts de Terre-Neuve, la croûte océanique la plus vieille aurait l'âge de l'anomalie J (115 Ma), d'après des corrélations faites entre la limite océan-continent à cet endroit et la dorsale enfouie de l'anomalie J, située au sud de la dorsale de Terre-Neuve. Au nord de la chaîne de monts de Terre-Neuve, la limite est décalée de 50 km à l'est de l'anomalie J, vers le sud.

Entre les zones de fracture de Charlie-Gibbs et de Cartwright, une série d'importantes anomalies magnétiques positives (supérieures à 800 nT par endroits) suit la bordure de la plate-forme continentale et ressemble localement à l'anomalie magnétique de la côte Est. La majeure partie de la région de la plate-forme continentale présente ici des anomalies magnétiques positives, dont beaucoup semblent être reliées, au sud, à des anomalies positives linéaires de la zone appalachienne de Dunnage, à Terre-Neuve. La source magnétique pourrait donc être des roches basiques et ultrabasiques du Paléozoïque (Haworth et Miller, 1982). Fenwick et al. (1968) ont montré que les anomalies de la bordure de la plate-forme continentale pouvaient être expliquées par la juxtaposition d'une croûte continentale de 30 km d'épaisseur composée de roches basiques et ultrabasiques, la zone de Dunnage, et d'une croûte océanique plus mince, d'environ 10 à 12 km d'épaisseur. Dans ce cas, même si la source et l'apparence sont différentes, la nature de cette anomalie serait la même que pour l'anomalie magnétique de la côte Est. La zone de transition océan-continent serait ici étroite et située sous la partie inférieure de la plate-forme continentale (Fenwick et al., 1968; Srivastava, 1978). Les plus importantes anomalies

positives sont situées juste au sud de la zone de fracture de Cartwright, au-dessus de l'arche de Cartwright, où des forages (par exemple les puits Bjarni H-81 et Leif M-48) ont permis d'obtenir des échantillons de roches volcaniques du Crétacé inférieur (Umpleby, 1979; voir le chapitre 6).

Le long de la marge du Labrador située au nord de la zone de fracture de Cartwright, le champ magnétique est relativement atténué entre les bandes magnétiques des fonds océaniques et la plate-forme continentale où s'observent quelques zones irrégulières d'anomalies positives. Un approfondissement subit du socle magnétique se manifeste par le passage d'une zone d'anomalies magnétiques à fréquence élevée à une zone plus uniforme à l'est de la cuvette marginale, le long de la portion interne de la plate-forme continentale du Labrador (Hood et Bower, 1973). Les anomalies de la plate-forme sont probablement causées par le volcanisme associé à l'ouverture de la mer du Labrador ou, plus près des côtes, par le prolongement en mer des laves et du socle cristallin précambriens. Des roches volcaniques du Crétacé inférieur ont été intersectées dans sept puits de la partie sud du bassin de Hopedale (voir le chapitre 6). Des intrusions hélikiennes (Protérozoïque moyen) et des zones isolées de roches volcaniques supracrustales sont fréquentes dans le centre est du Labrador, au nord de l'arche de Cartwright (Greene, 1974; Ryan, 1981).

La zone de la faille transformante d'Ungava, située au sud-est de l'île de Baffin, est marquée par une série d'anomalies linéaires à fréquence relativement élevée, dont l'orientation et l'emplacement sont semblables à ceux des anomalies gravimétriques positives associées à la même zone. Cette configuration linéaire s'étend vers le nord-est, au-delà de l'île Disko (Hood et Bower, 1975), et comprend donc des zones de roches volcaniques tertiaires de la région du détroit de Davis. Le socle magnétique, pour lequel il est difficile de dire s'il s'agit d'un socle cristallin ou de roches volcaniques, s'épaissit graduellement en direction du sud-est à partir de l'île de Baffin (Klose et al., 1982).

Les données magnétiques provenant de la baie de Baffin sont difficiles à interpréter, notamment en raison des importantes variations diurnes qui, lors de certains levés, ont été supérieures à l'amplitude des anomalies mesurées en mer (Jackson et al., 1979). Quelque douze profils aéromagnétiques réalisés au-dessus de la baie de Baffin ont été décrits par Hood et Bower (1973, 1975) et par Keen et al. (1974). Un effet de bordure magnétique entre les croûtes continentale et océanique (Hood et Bower, 1973) et la limite déduite à partir de données gravimétriques (Ross, 1973) correspondent étroitement (Keen et al., 1974). Le rapport de levé présenté par Jackson et al. (1979) a permis de confirmer la nature océanique de la baie de Baffin en montrant la présence de bandes magnétiques typiques de l'expansion des fonds océaniques, qui correspondraient aux anomalies magnétiques 13 à 24 (38 à 60 Ma). Les bandes sont légèrement obliques par rapport aux directions gravimétriques; cependant, l'expansion océanique dans la région étudiée s'est probablement faite de façon oblique (Srivastava et al., 1981) et pourrait bien être située juste au nord-ouest d'une importante faille transformante au centre de la baie de Baffin (Rice et Shade, 1982), rendant ainsi difficile la détermination des directions et des anomalies avec certitude. Au nord et au sud de la zone ayant fait l'objet de levés détaillés, la direction de l'anomalie gravimétrique négative centrale est à peu près perpendiculaire à la direction d'expansion supposée.

Signature magnétique des basaltes

Comme mentionné précédemment, bon nombre des anomalies magnétiques observées sur les marges sont le résultat d'intrusions et d'extrusions volcaniques. L'importance de nombreuses roches volcaniques est liée aux rapports qu'elles ont avec le processus du rifting qui a constitué le premier stade de la rupture des continents et de l'évolution de la marge.

Au Jurassique précoce, l'activité volcanique en Nouvelle-Écosse s'est d'abord manifestée dans la région de la baie de Fundy et, plus tard, s'est déplacée vers l'est, en concomitance avec le déplacement dans cette direction de la partie centrale du rift. La signature magnétique de ces roches volcaniques n'est pas très caractéristique. En effet, la longue anomalie positive linéaire associée au mont North, dans l'ouest de la Nouvelle-Écosse, est à peine plus marquée que les longues anomalies magnétiques linéaires produites dans les unités de l'Ordovicien inférieur par les zones riches en pyrrhotite de la Formation d'Halifax (Groupe de Meguma), dans le sud de la Nouvelle-Écosse (voir la carte aéromagnétique NK/NL 20-AM de la CGC et McGrath et al., 1973). Le Basalte de North Mountain peut être relevé en mer à l'aide des anomalies magnétiques (King et MacLean, 1976). Le Dyke de Shelburne du sud-ouest de la Nouvelle-Écosse est difficile à percevoir sur les cartes aéromagnétiques, mais peut être relevé sur les levés magnétiques marins obtenus par remorquage d'un magnétomètre. Au contraire, le Dyke d'Avalon a une signature magnétique prononcée.

La zone de fracture de Cobequid-Chedabucto correspond à l'anomalie Collector décrite par Haworth (1975). Les sources du cordon d'anomalies magnétiques positives qui s'étend dans la direction de l'anomalie Collector sont probablement des roches volcaniques. La zone de cisaillement pourrait avoir été réactivée sous forme d'une faille transformante ouverte au cours de la séparation de la péninsule Ibérique et de l'est des Grands Bancs (Haworth, 1975; Sullivan, 1983). La chaîne de monts de Terre-Neuve qui s'est formée le long du prolongement de cette zone dans le bassin de Terre-Neuve Est date du Crétacé moyen (fig. 2-3). Sullivan et Keen (1977) ont suggéré un âge semblable pour la source de l'anomalie Collector.

Un volcanisme considérable est la source probable de plusieurs importantes anomalies magnétiques isolées situées le long de la marge méridionale des Grands Bancs. Une faille transformante ouverte serait encore ici la cause des structures volcaniques, notamment les monts sous-marins Fogo (Hall et al., 1977) et la dorsale de l'anomalie J (fig. 2-3). La dorsale de l'anomalie J qui s'étend vers le sud-ouest à partir de la Queue du Grand Banc est développée sur une section épaissie de croûte océanique d'une manière qui serait, selon certaines hypothèses, analogue à celle du développement de la dorsale Reykjanes, au sud de l'Islande (Tucholke et Ludwig, 1982). La dorsale de Terre-Neuve, qui s'étend vers le sud-est à partir de la Queue du Grand Banc pourrait être, de même, comparée à la dorsale Islande-Féroé, une autre structure asismique oblique (Keen et Haworth, 1985). Ces deux dernières hypothèses ne sont pas universellement acceptées; en effet, la nature de la croûte sous-jacente fait encore l'objet de

controverses (voir par exemple Grant, 1977, 1979; Gradstein, 1977). Les forages au site 384 du DSDP sur la dorsale de l'anomalie J ont cependant révélé la présence de basaltes tholéiitiques typiques des dorsales médio-océaniques, qui ont probablement été formés au Barrémien, entre 115 et 121 Ma (Tucholke et Vogt, 1979). L'importante anomalie positive J, dont la valeur atteint 1 000 nT, résulterait d'une augmentation de l'intensité magnétique (Rabinowitz et al., 1979); cela n'a cependant pas encore été établi.

D'importantes périodes d'activité volcanique ont accompagné l'ouverture initiale des marges de la mer du Labrador au Jurassique tardif et au Crétacé précoce (Johnson et al., 1982). Des échantillons de ces roches volcaniques ont été prélevés au cours de forages d'exploration d'hydrocarbures ainsi qu'au cours de dragages scientifiques. D'importantes anomalies magnétiques positives le long des marges situées de part et d'autre de la mer du Labrador sont essentiellement liées à ces roches volcaniques. Des roches volcaniques paléocènes ont également été échantillonnées sur les marges ouest et est de la mer du Labrador (voir le chapitre 4). Ces roches volcaniques sont liées à une période de réorientation de l'axe d'expansion (Srivastava, 1978; Johnson et al., 1982). Dans tous les cas, des anomalies magnétiques positives localisées marquent plus de 500 nT au-dessus des roches volcaniques.

Sur la plate-forme sud-est de Baffin, les roches volcaniques ont probablement été mises en place le long de fractures majeures associées à la zone de la faille transformante d'Ungava (MacLean et al., 1982). À cet endroit, les importantes variations magnétiques au-dessus des roches volcaniques (atteignant 2 000 nT pour des longueurs d'ondes inférieures à 5 km d'après MacLean et al., 1978), ainsi que les dorsales enfouies d'orientation nord-est-sud-ouest dans lesquelles ces roches se retrouvent principalement, sont également liées aux anomalies gravimétriques positives (Klose et al., 1982; MacLean et al., 1982).

STRUCTURE PROFONDE DÉTERMINÉE À PARTIR D'OBSERVATIONS SISMIQUES

Depuis plus de trois décennies, la région extracôtière de l'Est du Canada a fait l'objet de nombreuses études de sismique-réfraction (fig. 2-18). Les premiers travaux ont été réalisés, notamment par le Lamont Geological Observatory, surtout sur les marges situées au large de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve et dans la région immédiate (Officer et Ewing, 1954; Press et Beckmann, 1954; Bentley et Worzel, 1956; Ewing et Ewing, 1959; Sheridan et Drake, 1968), par l'Observatoire fédéral (qui fait aujourd'hui partie de la Commission géologique du Canada) et par des organismes associés (Willmore et Scheidegger, 1956; Willmore et Tolmie, 1956). À partir de 1962 à peu près, les principaux participants aux études de sismique-réfraction étaient l'Université Dalhousie et l'Institut océanographique Bedford, plus tard le Centre géoscientifique de l'Atlantique (Barrett et al., 1964; Berger et al., 1966; Dainty et al., 1966; Ewing et al., 1966; Keen et Loncarevic, 1966; Fenwick et al., 1968). La région étudiée s'est étendue pour englober la mer du Labrador et la baie de Baffin (Keen et Barrett, 1972; van der Linden, 1975; Jackson et al., 1977); des techniques améliorées ont été mises au point et appliquées dans plusieurs régions (Jackson et al., 1975; Keen et al., 1975; Keen et Barrett, 1981; Keen et Cordsen, 1981). La figure 2-19, qui montre l'épaisseur de la croûte pour toute la marge située au large de la côte Est du Canada, résume une partie des résultats de ces travaux ainsi que des études magnétiques et gravimétriques connexes.

Au même moment, l'augmentation des connaissances, liée en grande partie à l'apparition des théories sur la tectonique des plaques, a permis d'utiliser une approche systématique de la modélisation géodynamique et de l'interprétation des marges continentales; les travaux expérimentaux ont ainsi pu être mieux orientés (Keen et Barrett, 1981). Sur les marges continentales passives comme celles de l'Est du Canada, la croûte continentale s'amincit en direction de la limite entre l'océan et le continent (fig. 2-19), et le volcanisme et l'activité plutonique intrusive et effusive augmentent à mesure que la croûte devient purement océanique. De plus, des équivalents anciens de ces marges ont été reconnus dans les orogènes et cratons continentaux. La région située au large de la côte Est du Canada peut être classée en cinq groupes selon la structure de la croûte : 1) les cratons continentaux; 2) l'orogène appalachien; 3) la croûte continentale amincie des plates-formes continentales; 4) la croûte intermédiaire à la limite océan-continent et 5) la croûte océanique normale. Dans la présente section, les auteurs passent en revue les résultats des études de sismique-réfraction réalisées pour chacun de ces groupes et tentent de mettre en évidence les principales différences.

La partie ouest de la région est occupée par les provinces précambriennes de Grenville et de Churchill (fig. 2-2, 2-4). Les résultats d'études de sismique-réfraction dans la province de Grenville et, au nord-ouest, dans la province du lac Supérieur, plus ancienne, ont été rapportés par Mereu et Jobidon (1971) et Berry et Fuchs (1973). La structure de la croûte de ces deux provinces est assez semblable, la principale différence étant que la croûte de la province du lac Supérieur est plus mince que celle de la province de Grenville (respectivement 34 et 39 km); au front de Grenville, entre les deux provinces, la croûte est plus épaisse de plusieurs kilomètres que sous les deux provinces. Cette variation a été attribuée à une tectonique par collision dans la province de Grenville au Précambrien (Burke et Dewey, 1973). Le profil des vitesses des cratons peut être approximé par un modèle de croûte à deux couches dans lequel la vitesse de la croûte supérieure est d'environ 6,2 km/s et de 6,6 km/s à une profondeur de 15 à 20 km. Les gradients de vitesse dans les couches sont relativement faibles et il semble qu'il y aurait une ou deux bandes à vitesse faible. Il ne semble pas y avoir une épaisse couche de matériaux crustaux profonds dont la vitesse serait supérieure ou égale à 7 km/s. Ailleurs dans les cratons, cependant, il existe de telles couches à vitesse élevée (Hajnal et al., 1985).

La structure de la croûte de l'orogène appalachien est très différente. Les résultats de la sismique-réfraction réalisée dans cette région ont été résumés par Dainty et al. (1966); peu d'études de sismique-réfraction profonde ont été réalisées récemment dans le nord des Appalaches. À l'intérieur de la zone orogénique, dans le golfe du Saint-Laurent ou la zone de Dunnage à Terre-Neuve, la croûte est généralement épaisse de 45 km et comporte une couche de fond, dont les vitesses sont de l'ordre de 7,3 km/s, qui repose sur le manteau à vitesse élevée (8,5 km/s; Ewing et al., 1966). Cette couche n'apparaît pas sur les profils de croûte grenvillienne le long de la côte nord-ouest de

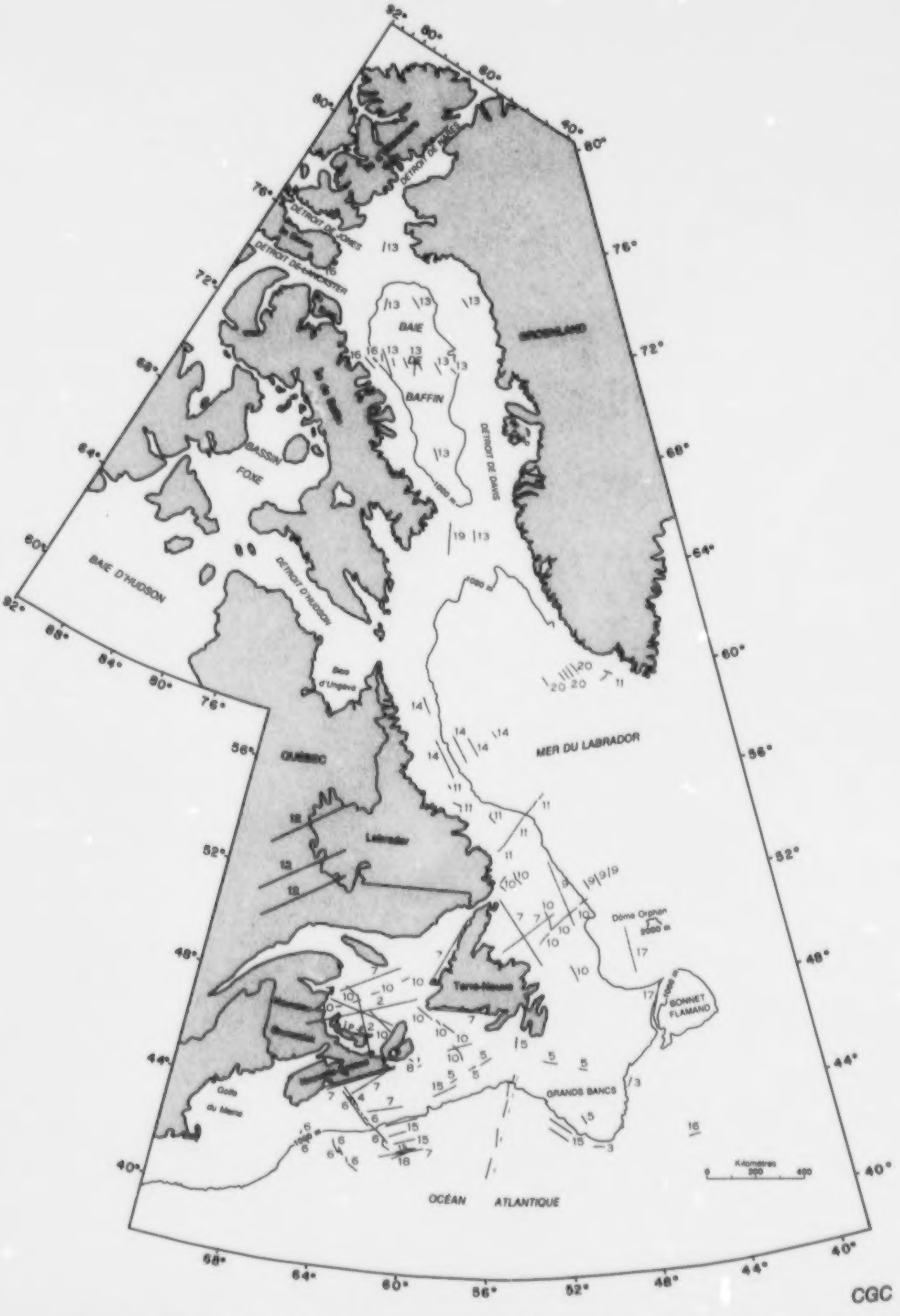
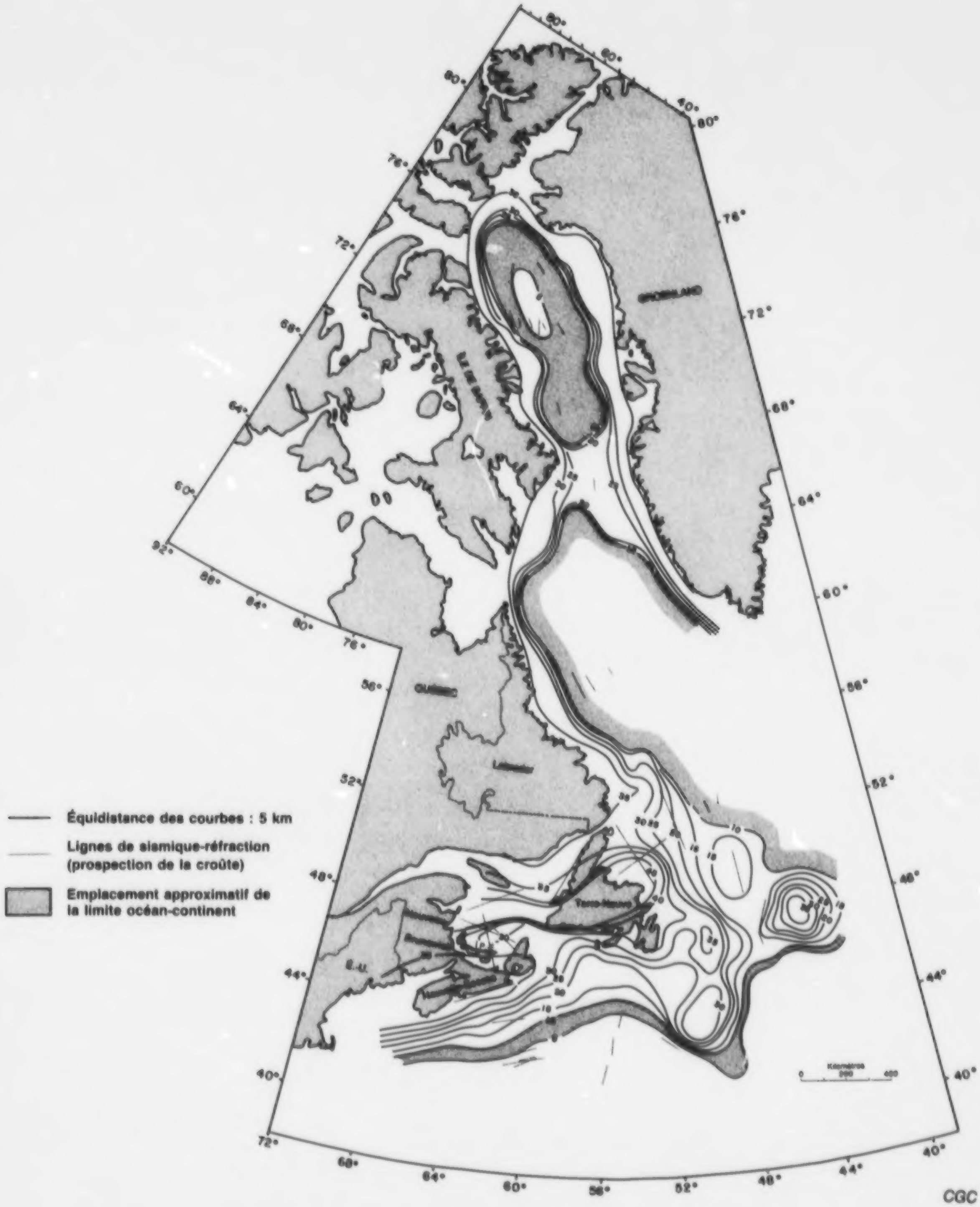


Figure 2-18. Position des profils de sismique-réfraction sur la marge de l'Est du Canada et dans la zone contiguë, 1956-1983. Les numéros correspondent aux références suivantes : 1. Bentley et Worzel, 1956; 2. Willmore et Scheidegger, 1956; 3. Ewing et Ewing, 1959; 4. Barrett et al., 1964; 5. Press et Beckmann, 1954; 6. Officer et Ewing, 1964; 7. Dainty et al., 1966; 8. Ewing et Hobson, 1966; 9. Fenwick et al., 1968; 10. Sheridan et Drake, 1968; 11. Mayhew et al., 1970; 12. Berry et Fuchs, 1973; 13. Keen et Barrett, 1972; 14. van der Linden, 1975; 15. Jackson et al., 1975; 16. Jackson et al., 1977; 17. Keen et Barrett, 1981; 18. Keen et Cordsen, 1981; 19. Srivastava et al., 1982; 20. Stergiopoulos, 1984.



CGC

Figure 2-19. Carte isopaque de la croûte (voir également la carte 1710A, en pochette). Les épaisseurs sont données en kilomètres et ne comprennent pas les sédiments et l'eau. La région ombragée en rouge représente la position approximative de la limite entre la croûte océanique et la croûte continentale (épaisseur de la croûte : 5-10 km). Les profils de sismique-réfraction utilisés comme lignes de référence sont indiqués; les sources sont données à la figure 2-18.

Terre-Neuve ni de l'autre côté de l'orogène, sous les zones d'Avalon et de Meguma (Barrett et al., 1964). Les principales vitesses crustales, typiques d'une croûte continentale, varient entre 6,1 et 6,3 km/s; une structure plus complexe dans les zones tectoniques de Terre-Neuve, présentant des vitesses élevées dans la partie supérieure de la croûte, a été attribuée aux vestiges d'une ancienne plaque plongeante de lithosphère océanique (Sheridan et Drake, 1968; Haworth et al., 1978).

Des données de sismique-réflexion profonde ont récemment été obtenues en mer, sur l'orogène appalachien au nord-est de Terre-Neuve, en vue d'établir des rapports entre la structure crustale profonde et la géologie près de la surface (Keen et al., 1986). Ces données, combinées à d'autres données géophysiques de la région, permettront de mieux déterminer qu'auparavant la géométrie de la croûte en profondeur. Les résultats préliminaires sont illustrés à la figure 2-23a à c (les lettres encerclées désignent les principaux réflecteurs). L'étendue des zones géologiques déterminées est indiquée au-dessus des coupes sismiques représentées à gros traits; une interprétation des principales unités crustales inférieures est donnée au-dessous. Ces données, qui seront traitées plus loin, sont décrites plus en détail par Williams (sous presse).

Au large de l'orogène appalachien et des cratons précambriens, les variations de la structure crustale sont essentiellement contrôlées par la tectonique de distension du Mésozoïque, associée à la formation de marges continentales. Sur les plates-formes continentales des marges de divergence, la croûte (à l'exclusion des sédiments contemporains au rifting et postérieurs à celui-ci) s'amincit pour atteindre environ la moitié de son épaisseur normale de 35 à 45 km. L'amincissement s'intensifie en direction de la zone de transition entre l'océan et le continent, et les vitesses crustales varient; cela indique que cette région est caractérisée par d'importantes variations de composition. Des vitesses crustales de 7,2 à 7,4 km/s sont fréquentes, ce qui rappelle la couche à vitesse élevée des Appalaches.

Plus loin au large, apparaît la croûte océanique, qui comprend généralement les couches 2 (5-5,5 km/s) et 3 (6,5-7 km/s), d'épaisseur totale d'environ 6 km. La croûte océanique peut être recouverte de plus de 4 km de sédiments à l'aplomb du talus inférieur et du glacis.

Il ne semble pas y avoir de modifications marquées par rapport à la croûte océanique produite près de la marge. En général, son épaisseur et la structure de sa vitesse sont « normales ». Cependant, des différences subtiles mais importantes dans la croûte océanique ont été montrées pour une région adjacente à la marge de divergence de l'Est des États-Unis (LASE Study Group, 1986). Des distinctions semblables peuvent exister au large de la côte Est du Canada, mais il faudra réaliser des expériences plus sophistiquées pour pouvoir les déterminer.

Il existe cependant trois régions où la croûte océanique est anomale. D'abord, la croûte océanique adjacente à la marge transformante située au sud des Grands Bancs, qui se compose d'environ 6 km de matériaux de « couche 2 » avec peu ou pas de « couche 3 » correspondante. Cette particularité peut être expliquée par la proximité de la faille transformante ou par le volcanisme associé aux monts sous-marins Fogo. Deuxièmement, dans le détroit de Davis, les épaisseurs de la croûte varient de 18 à 30 km et les vitesses de 6,2 à 6,8 km/s (Keen et Barrett, 1972; Srivastava et al., 1982). Cette région peut présenter des affinités à la fois continentales et océaniques, où des fragments continentaux sont juxtaposés à des matériaux océaniques, formés au cours de l'activité volcanique de type « islandais » qui s'est produite le long de cette partie de la marge (Srivastava, 1983). Troisièmement, dans la baie de Baffin, la croûte océanique n'atteint que quelque 4 km d'épaisseur (Keenet Barrett, 1972; Jackson et al., 1979), ce qui pourrait être causé par la vitesse d'expansion océanique plus lente à laquelle se serait formée la baie de Baffin (Reid et Jackson, 1981). Un phénomène semblable peut se produire dans certaines parties de la mer du Labrador.

TRANSECTS

Les auteurs résument ici, dans leurs grands traits, les caractéristiques géophysiques et tectoniques de la région au large de la côte Est du Canada, au moyen de plusieurs coupes transversales illustrant la structure des marges contemporaines et de l'orogène appalachien. Ces transects ont été compilés et décrits pour la première fois par Keen et Haworth (1985); les figures 2-20 à 2-22 présentent des versions simplifiées des transects originaux. Sur chacun des transects apparaissent trois types de croûte : continentale, intermédiaire et océanique. La croûte intermédiaire comprend la croûte continentale amincie et la croûte intermédiaire décrite précédemment. Au-dessus de la croûte, les sédiments qui se sont accumulés au cours du rifting (en rouge) et les sédiments postérieurs au rifting sont illustrés, et une discordance de rupture est indiquée, le cas échéant. Apparaissent également certains puits d'exploration profonds qui ont servi à déterminer les caractéristiques sédimentaires.

Ces transects permettent d'illustrer, de nombreuses façons, ce qui a été décrit précédemment. Plutôt que de se répéter, les auteurs ont plutôt tenter de résumer les divers aspects tectoniques et géophysiques de la région et de montrer comment la structure de la croûte profonde reflète la géologie près de la surface.

Marges de divergence

La marge de divergence située au large de la Nouvelle-Écosse est la mieux connue des marges de divergence de l'Est du Canada, notamment à cause du plus grand nombre d'observations disponibles. Elle s'est formée dans la zone de Meguma de l'orogène appalachien. La charnière est bien marquée et est située entre les puits Wyandot E-53 et Micmac J -77 et H-86. Il semble cependant y avoir peu de failles normales sur la plate-forme continentale. Un épais biseau sédimentaire, composé de sédiments contemporains et postérieurs au rifting, occupe aujourd'hui cette marge. Aucune discordance de rupture n'a été observée. Les diapirs de sel sont nombreux, surtout à l'aplomb du talus, où ils forment la province diapirique du talus (appelée auparavant la « province des crêtes sédimentaires »). Les complexes carbonatés sont fréquents et représentent probablement la position d'un paléoaccore du Jurassique.

La croûte continentale cristalline s'amincit d'environ la moitié, d'un côté à l'autre de la plate-forme continentale. Les vitesses sismiques augmentent de plus en plus à l'approche de la limite océan-continent; sous le talus continental, les vitesses observées sont de 7,4 km/s. La province diapirique du talus repose sur de la croûte océanique

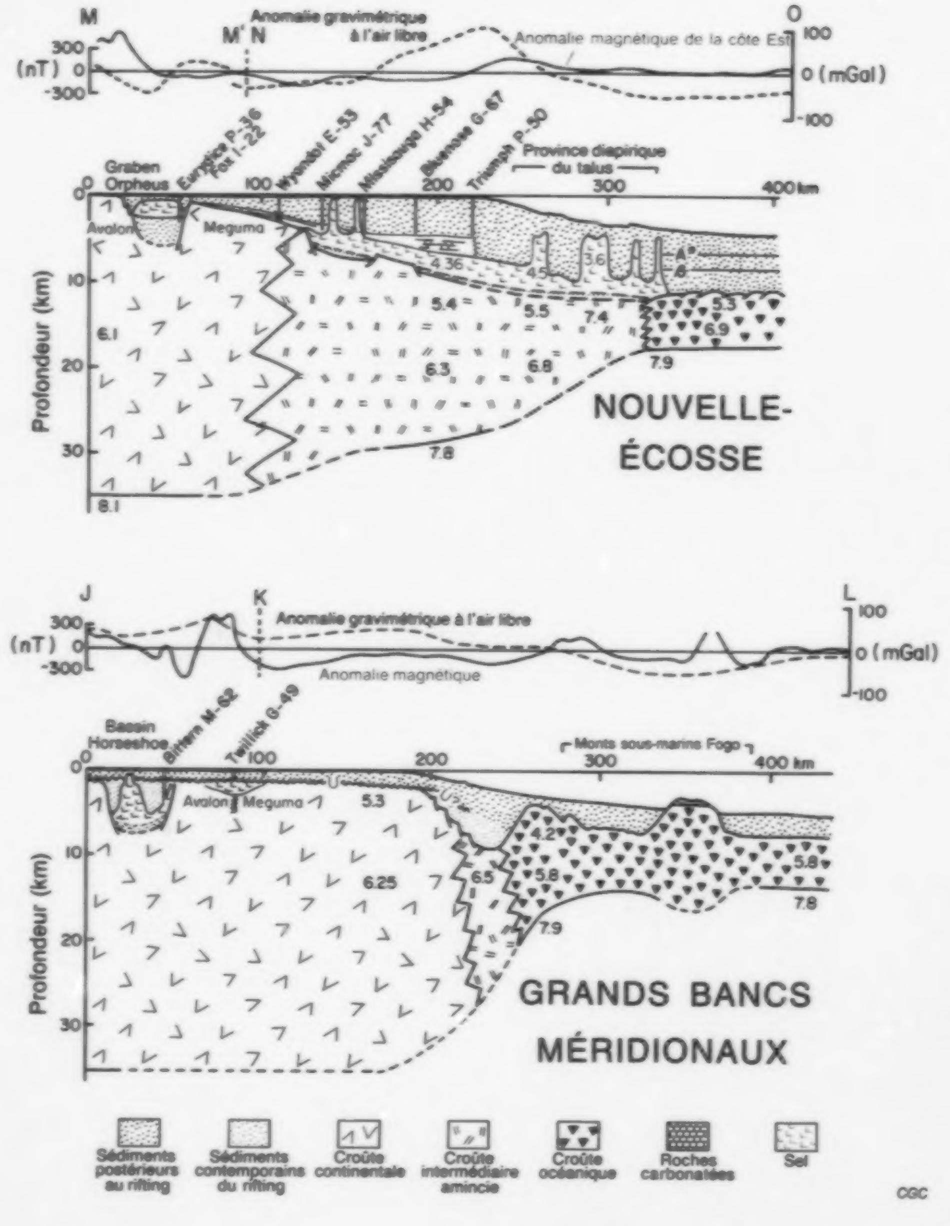


Figure 2-20. Transects de la marge Néo-Écossaise et de la marge méridionale des Grands Bancs. Le transect (MM'-NO) de la marge Néo-Écossaise traverse une marge de divergence à maturité, occupée aujourd'hui par plus de 10 km de sédiments. Le graben Orpheus, qui s'est formé à la limite des zones d'Avalon et de Meguma, est l'un des quelques grabens triasiques bien développés de la plate-forme Néo-Écossaise. Plus loin vers le large, la province diapirique du talus (appelée auparavant la province des crêtes sédimentaires), qui comporte de nombreux diapirs salifères, est située dans la subsurface du talus continental, près de la zone de transition entre la croûte océanique et la croûte continentale. La position des puits d'exploration profonds est montrée par des lignes verticales. La lithostratigraphie qui a servi à construire ce transect a été établie à partir de données provenant de ces puits et de données de sismique-réflexion (Jansa et Wade, 1975; Barss et al., 1979; Barss et al., 1980; Wade, 1981). La position des couches profondes A* et B a été déterminée à partir de la sismostratigraphie (Tucholke et Mountain, 1979). La structure profonde de la marge a été déduite à partir de données de sismique-réfraction présentées par Barrett et al. (1964), Berger et al. (1966), Dainty et al. (1966), Keen et al. (1975) et Keen et Gordsen (1981). Les anomalies magnétiques et gravimétriques ont été obtenues à partir des données de Stephens et Cooper (1973); Haworth et MacIntyre (1975) et Shih et al. (1981). Les vitesses crustales de certaines couches sont données en kilomètres par seconde. Les limites dessinées en traits continus sont approximatives; les limites indiquées en traits interrompus sont hypothétiques.

Le transect (JKL) qui traverse le sud des Grands Bancs croise le bassin Horseshoe, l'un des bassins linéaires profonds répandus sur les Grands Bancs. La limite entre les zones d'Avalon et de Meguma est située près du puits Twillick G-49, où des roches volcaniques du Crétacé moyen ont été prélevées. Deux des monts sous-marins Fogo, dont l'un est à l'heure actuelle enfoui sous des sédiments, se situent sur la croûte océanique. La stratigraphie a été tirée de l'étude des données de puits et des profils de sismique-réflexion (Jansa et Wade, 1975; Grant, 1977; Barss et al., 1979; Barss et al., 1980; Wade, 1981). Les puits sont représentés par des traits continus verticaux. « U » représente la discordance du Crétacé précoce dont il est question dans le texte et qui est recouverte de sédiments du Crétacé supérieur et du Cénozoïque. La structure profonde le long de ce transect a été déterminée à partir de données de sismique-réfraction présentées par Press et Beckman (1954); Bentley et Worzel (1956); Keen et Keen (1974) et Jackson et al. (1975). Les données magnétiques et gravimétriques sont tirées de Haworth et MacIntyre (1975) et de Shih et al. (1981).

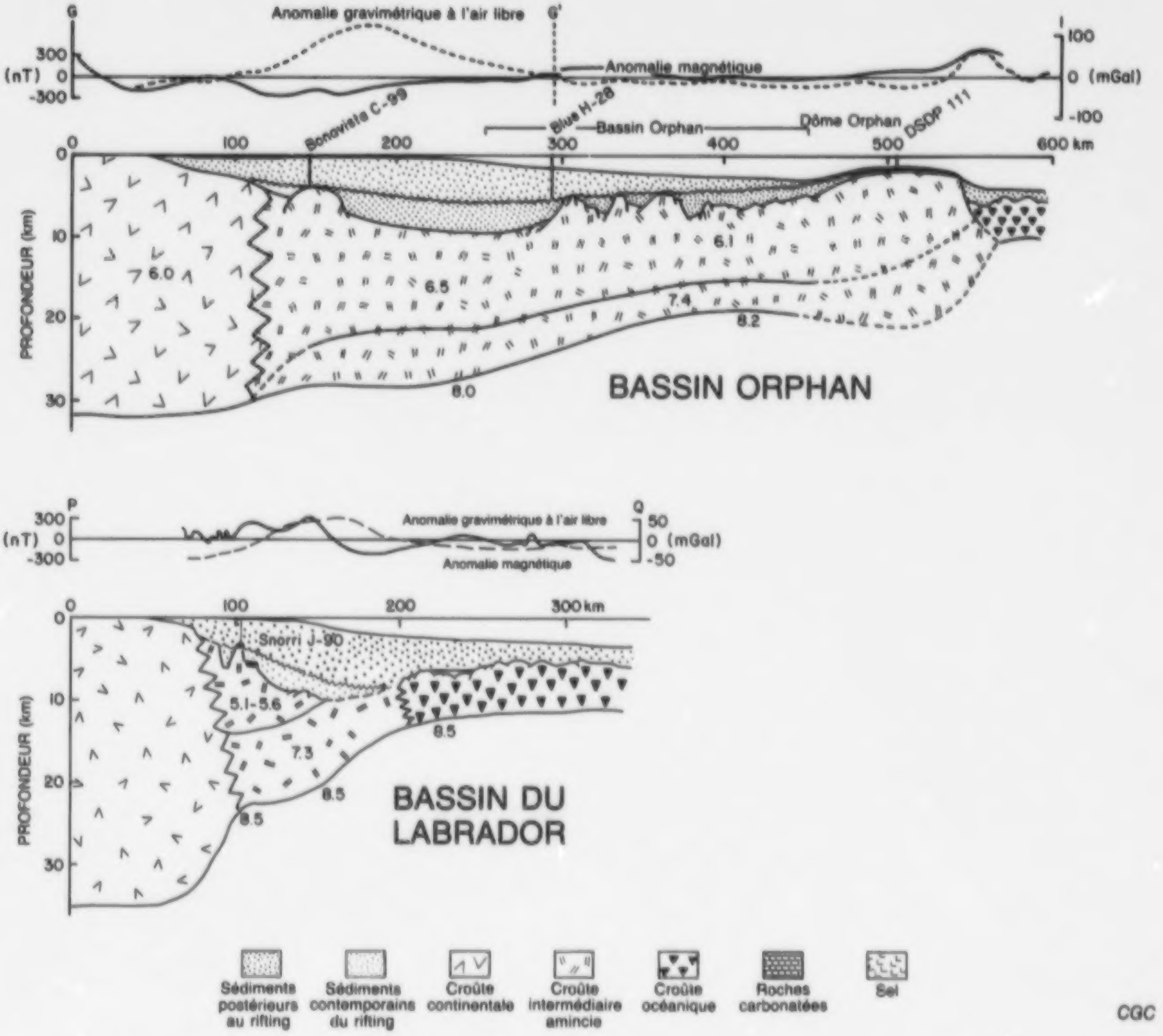


Figure 2-21. Transects réalisés en travers de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, du bassin Orphan et de la marge du Labrador (figure 2.3).

Dans le cas du transect du bassin Orphan (G-I), la stratigraphie a été obtenue grâce à des données provenant de deux puits d'exploration profonds, les puits Blue H-28 et Bonavista C-99, dont l'emplacement est indiqué par des lignes verticales. La stratigraphie mise à jour dans ces puits et au site 111 du DSDP a été extrapolée à d'autres portions du transect grâce à des données de sismique-réflexion (Ruffman et van Hinte, 1973; Grant, 1975a; Gradstein et Williams, 1981). Le marqueur crétacé (trait rouge ondulé) correspond à une discordance du Crétacé moyen dans le puits Blue H-28. La structure de la croûte profonde de cette région a été tirée de Dainty et al. (1966), Fenwick et al. (1968), Sheridan et Drake (1968) et Keen et Barrett (1981). Les données gravimétriques et magnétiques ont été compilées à partir de Haworth (1977).

Le transect du Labrador (PQ) traverse une marge de divergence un peu plus jeune que la marge Néo-Écossaise. La stratigraphie a été déduite à partir d'études réalisées dans des puits d'exploration, notamment le puits Snorri J-90 dont l'emplacement est marqué par une ligne verticale, et de données de sismique-réflexion (Gradstein et Williams, 1976; Hinz et al., 1979; Umpleby, 1979). La structure de la croûte profonde a été tirée de données de sismique-réfraction présentées par van der Linden (1975). Les données gravimétriques et magnétiques ont été obtenues à partir des compilations faites par Srivastava (1978, 1979).

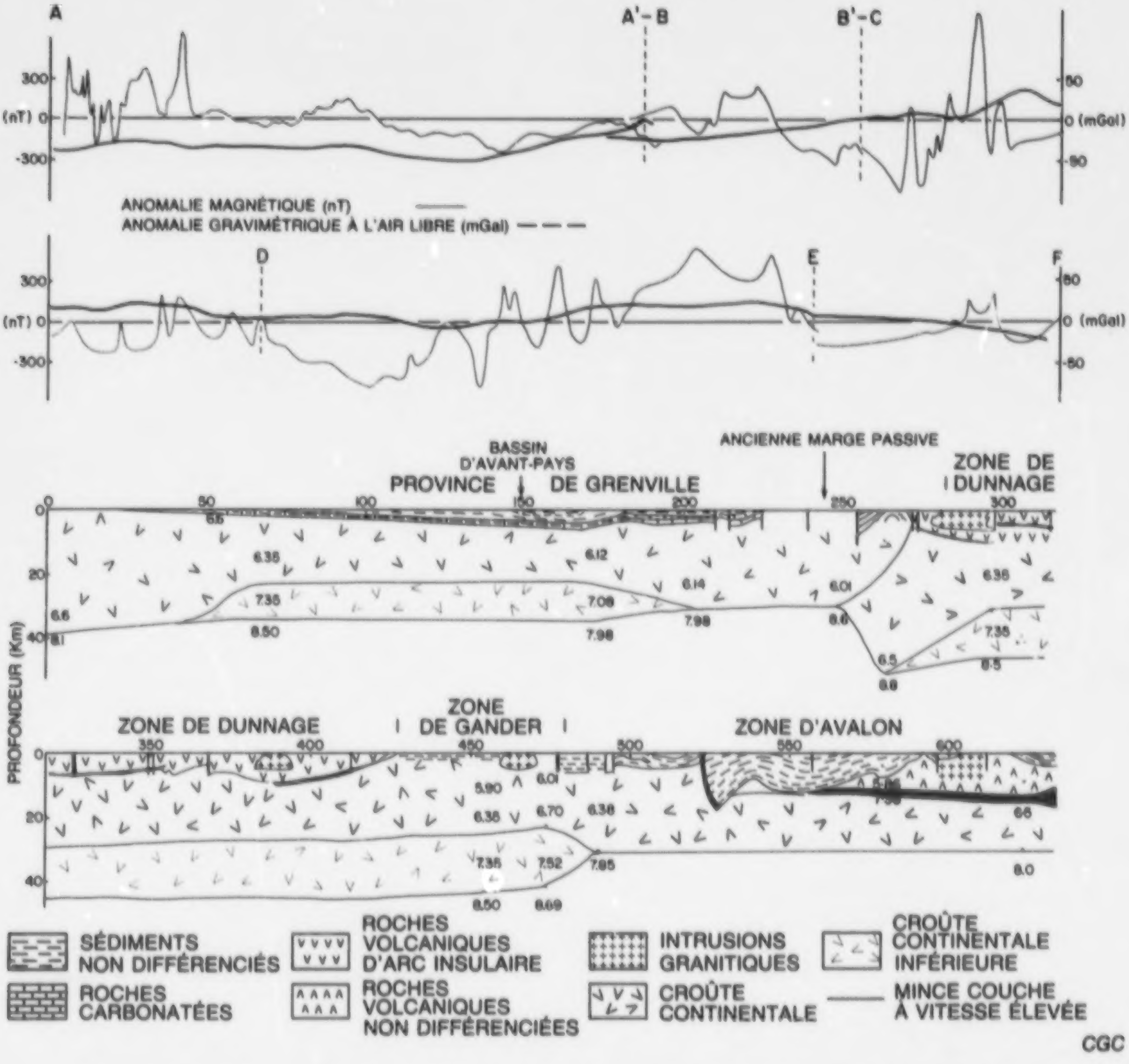


Figure 2-22. Transect réalisé en travers de l'orogène appalachien à Terre-Neuve, présenté en deux sections et sans exagération verticale. Bien qu'une large part des détails de la géologie superficielle soit peu apparente à cette échelle, la corrélation entre les limites des zones définies par la géologie superficielle et les variations importantes de la structure crustale est très nette. Ainsi, il existe une couche profonde (> 20 km) à vitesse anormalement élevée (en rouge) sous le golfe du Saint-Laurent ainsi que sous les zones de Dunnage et de Gander au nord-est de Terre-Neuve où elle est tronquée de façon abrupte à la limite entre ces deux zones et la zone d'Avalon. Une couche moins profonde de roches à grande vitesse (en rouge) semble prolonger des ophiolites exposées et occupe une structure synforme sous la zone de Dunnage. Une couche semblable, sous la zone d'Avalon, ne présente pas de continuité démontrable avec la couche de Dunnage. La structure de la croûte profonde a été tirée de données de sismique-réfraction présentées par Press et Beckman (1954), Dainty et al. (1966), Ewing et al. (1966), Fenwick et al. (1968), Sheridan et Drake (1968), Berry et Fuchs (1973) et Hobson et Overton (1973). Les données gravimétriques et magnétiques ont été obtenues à partir de cartes isogammes et d'isogrades gravimétriques présentées par Weaver (1967), Haworth et MacIntyre (1975), Hood et Reveler (1977) et Miller et Deutsch (1978).

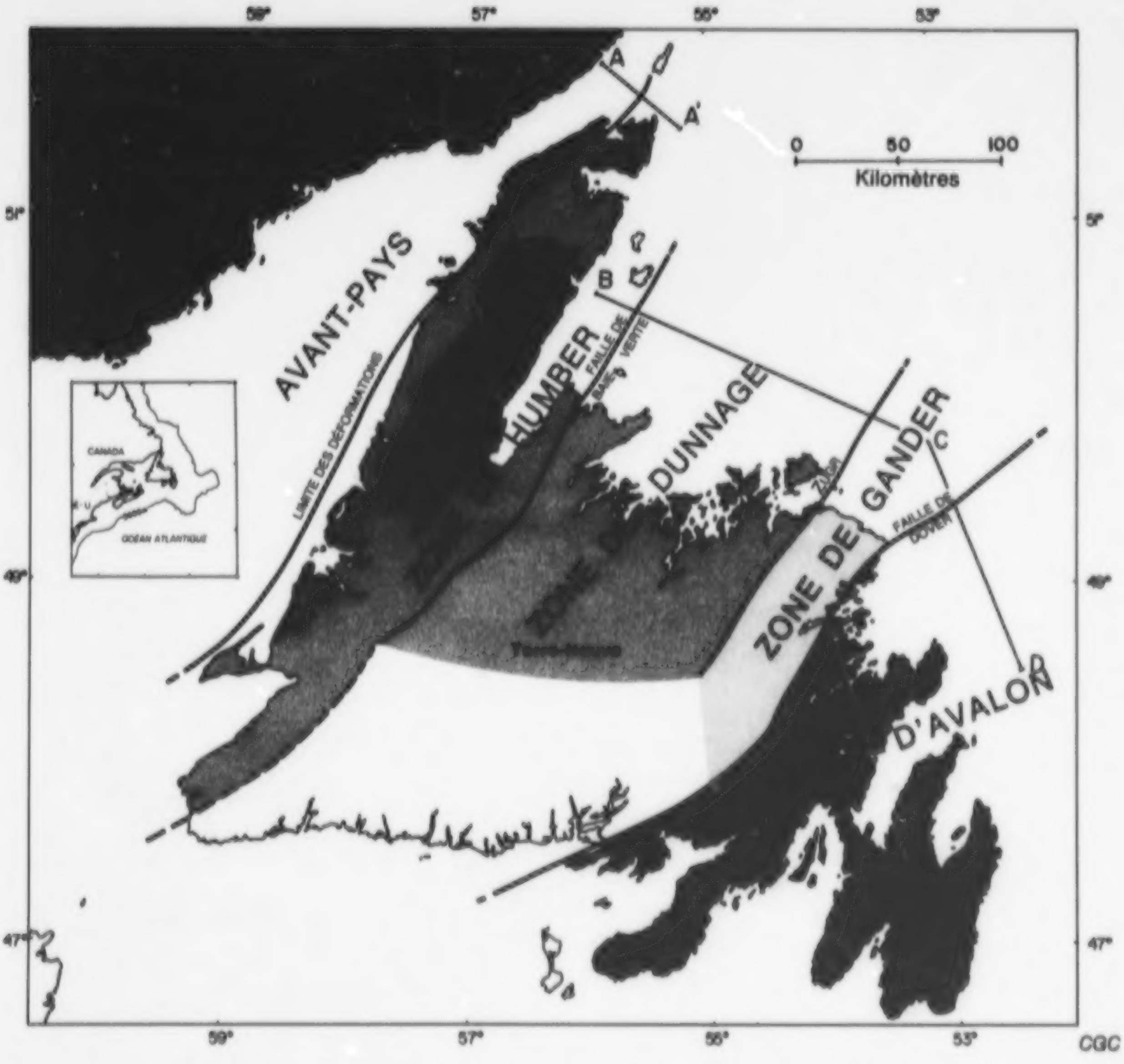
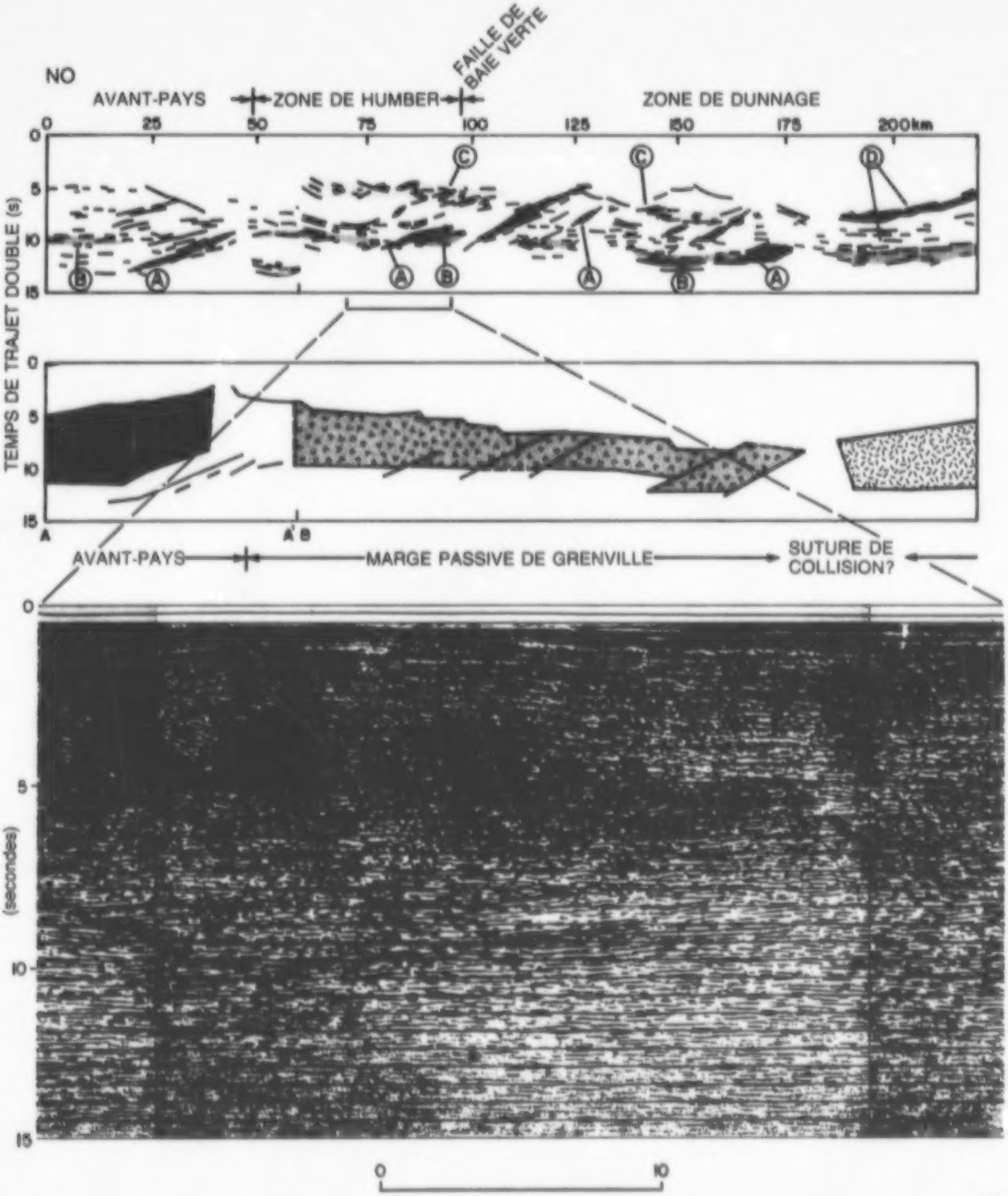


Figure 2-23a. Position des coupes transversales présentées aux figures 2-23b et c.

Figure 2-23b et c. Interprétation de données de sismique-réflexion profonde de levés marins en travers de l'orogène appalachien (d'après Keen et al., 1986). Les lettres encerclées identifient les principaux réflecteurs : A, failles de pendage ouest traversant le Moho; B, le Moho sous la croûte de la province de Grenville; C, partie supérieure du socle de l'ancienne marge passive de Grenville; D, biseau de réflecteurs obliques qui correspondent à une variation dans les caractéristiques sismiques de la partie inférieure de la croûte; E, le Moho sous la partie orientale des zones de Dunnage et de Gander, qui se termine abruptement sous la faille de Dover; F, le Moho (?) sous la zone d'Avalon; G, réflecteurs arqués qui correspondent peut-être au socle sous les bassins sédimentaires du Précambrien-Paléozoïque précoce dans la zone d'Avalon. Les zones et limites entre les zones déterminées à partir de la géologie de subsurface sont indiquées au-dessus des coupes à gros traits. La ZUGR correspond à la zone ultrabasique de Gander River. Les unités de croûte profonde, définies par les données sismiques, sont illustrées sous les coupes à gros traits. Deux coupes sismiques sont montrées au bas de la figure.



NO
AVANT-PAYS
ZONE DE HUMBER
FAILLE DE BAIE VERTE
ZONE DE DUNNAGE
0 25 50 75 100 125 150 175 200km
TEMPS DE TRAJET DOUBLE (s)
A
B
C
D
A A' B
AVANT-PAYS
MARGE PASSIVE DE GRENVILLE
SUTURE DE COLLISION?
(secondes)
0 10
km
CGC

Figure 2-23b

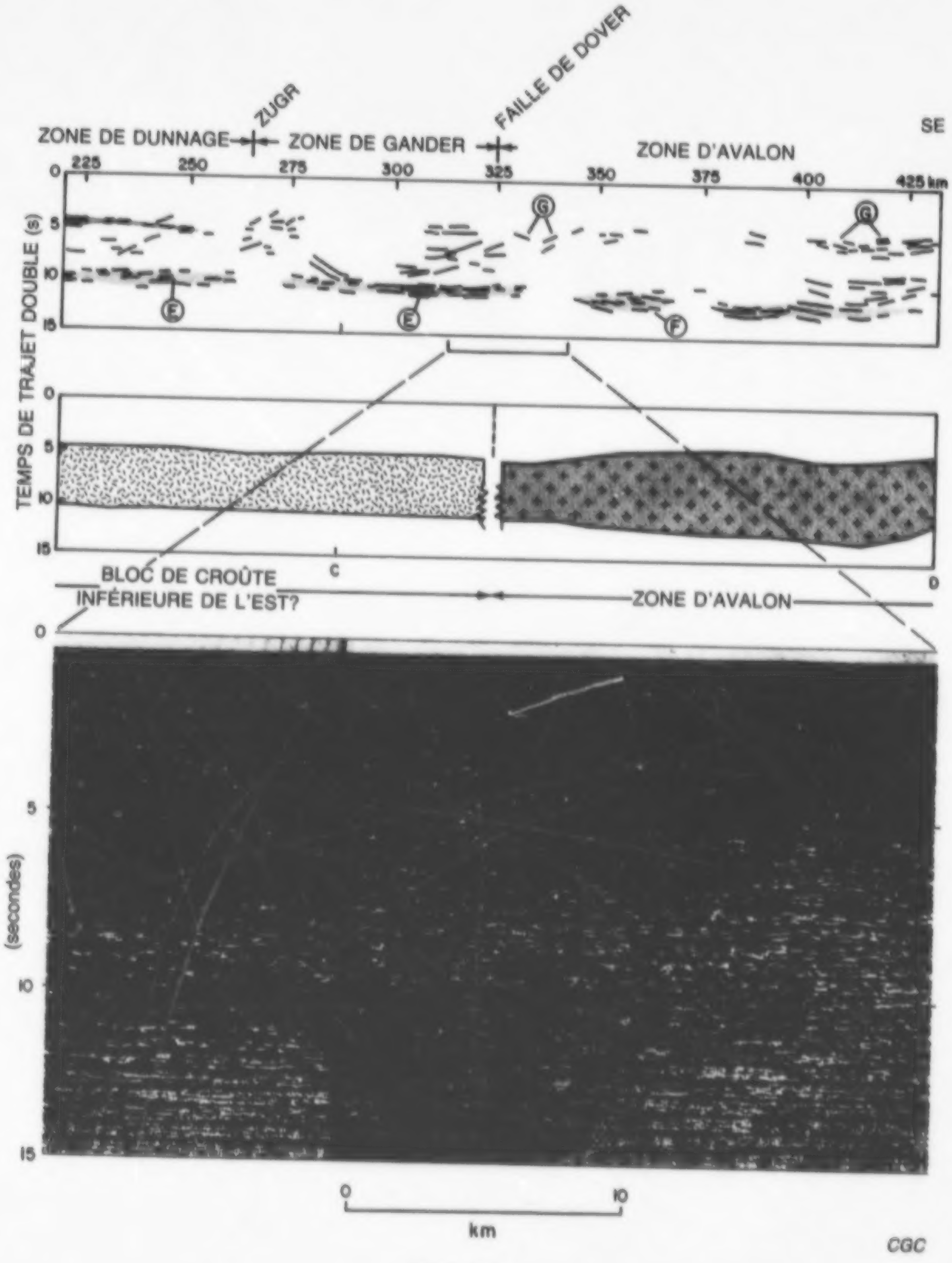

ZONE DE DUNNAGE
ZUGR
ZONE DE GANDER
FAILLE DE DOVER
ZONE D'AVALON
SE
0
225
250
275
300
325
350
375
400
425 km
5
10
15
G
E
F
TEMPS DE TRAJET DOUBLE (s)
C
D
BLOC DE CROÛTE
INFÉRIEURE DE L'EST?
ZONE D'AVALON
(secondes)
0
10
km
CGC

Figure 2-23c

normale (voir le chapitre 5), mais la présence de cette croûte sous ces structures de sel est incertaine.

La transition océan-continent coïncide aussi avec l'anomalie magnétique de la côte Est. À cet endroit l'anomalie est faible par rapport à son intensité plus au sud. D'autres anomalies magnétiques sont associées à des variations rapides de la profondeur du socle, comme c'est le cas au graben Orpheus, auquel est également associée une anomalie gravimétrique négative. La principale caractéristique gravimétrique est l'anomalie positive située près de la bordure de la plate-forme continentale, flanquée de part et d'autre par des anomalies négatives.

La marge de divergence située au nord-est de Terre-Neuve à travers le bassin Orphan s'est formée dans la croûte de la zone d'Avalon. Cette marge est beaucoup plus étendue que celle qui se trouve au large de la Nouvelle-Écosse. La charnière n'est pas bien définie mais de nombreuses failles normales ont été relevées dans le bassin Orphan où, les sédiments étant plus minces, les failles sont plus facilement observables. Les sédiments comprennent des dépôts contemporains et postérieurs au rifting, et sont caractérisés par une discordance de rupture bien marquée du milieu du Crétacé tardif.

La croûte intermédiaire du bassin Orphan est mince (15 à 20 km) et se compose de deux couches, la couche supérieure présentant une vitesse de 6,1 km/s et la couche inférieure une vitesse, élevée, de 7,4 km/s. La nature de la croûte sous le fragment de continent que représente le dôme Orphan est inconnue, mais le forage indique qu'il s'agit bien d'une structure continentale. Immédiatement au large du dôme Orphan la croûte devient océanique; la transition semble abrupte et pourrait être marquée d'une faille importante. La raison de l'existence du dôme Orphan et d'autres fragments continentaux semblables est inconnue. Ils auraient pu se former par suite d'un « bond » dans la progression de la zone d'effondrement, dans le cas présent du bassin Orphan à la zone de transition océan-continent, laissant derrière une structure positive, le dôme Orphan. Si tel est le cas, l'âge des sédiments du rift de part et d'autre du dôme devrait témoigner de ce bond.

Dans cette région, la morphologie du talus continental et de la bordure de la plate-forme continentale a peu de rapport avec la position de la transition océan-continent. Le bassin Orphan n'a pas reçu suffisamment de sédiments pour que la plate-forme s'étende au-dessus de la région de croûte continentale amincie. L'importante anomalie gravimétrique de la bordure de la plate-forme continentale est donc isolée de la transition océan-continent. À cet endroit, l'anomalie est très importante parce qu'elle n'est pas associée à la transition; sa position et sa taille laissent supposer qu'une large part de l'anomalie est due à la réponse isostatique de la lithosphère à la charge sédimentaire. Il est cependant difficile d'expliquer totalement cette anomalie, parce qu'elle ne semble pas flanquée d'anomalies gravimétriques négatives, comme cela se produirait si la région présentait un état d'équilibre isostatique. Ce problème doit donc être étudié plus à fond, afin de comprendre complètement le champ gravimétrique. Une anomalie positive plus petite se produit à la limite océan-continent, à l'est du dôme Orphan.

Contrairement aux marges situées plus au sud, la marge de divergence du Labrador s'est formée dans le craton précambrien. La charnière, relativement bien formée, s'observe, sur la coupe transversale, du côté terre du puits Snorri J-90. De nombreuses failles normales ont été relevées sur cette marge (McWhae, 1981), bien que sur la coupe de la figure 2-21, seules quelques-unes d'entre elles soient visibles sous l'épaisse couche de sédiments. Les sédiments comprennent des dépôts contemporains du rifting et postérieurs à celui-ci, séparés par une discordance de rupture bien marquée du milieu du Crétacé tardif. Des roches volcaniques du Crétacé inférieur ont fait intrusion dans la croûte précambrienne amincie. La transition de la croûte continentale à la croûte océanique se produirait près du pied du talus continental.

La croûte intermédiaire de la marge du Labrador a été amincie d'au moins la moitié et, comme dans le cas du bassin Orphan, il existe une couche crustale inférieure à vitesse élevée. Une importante anomalie gravimétrique positive se produit au-dessus de la bordure de la plate-forme continentale et, dans ce cas-ci également, il ne semble pas y avoir d'anomalies négatives correspondantes au large de la marge. Le mode d'équilibre isostatique de la marge n'apparait donc pas clairement. Les anomalies magnétiques sont atténuées au-delà de la bordure de la plate-forme continentale, ce qui est typique d'une grande partie de la marge du Labrador. Cette atténuation a servi de fondement pour l'hypothèse selon laquelle la croûte intermédiaire serait située beaucoup plus loin vers la mer que ce qui est montré ici. Il existe une anomalie magnétique positive à la bordure de la plate-forme mais, contrairement à l'anomalie magnétique de la côte Est, elle ne peut être suivie de façon continue le long de la marge. Juste au-delà de l'extrémité orientale de ce transect, des anomalies magnétiques de l'expansion océanique étaient clairement visibles.

Bien que quelques différences importantes aient été observées entre ces segments de marges de divergence, il existe aussi des similitudes frappantes. D'abord, un amincissement de la croûte s'est produit sous tous les bassins sédimentaires marginaux, ce qui pourrait indiquer une origine commune pour les variations crustales et l'évolution des bassins. Les causes de l'amincissement de la croûte et de la formation des bassins sédimentaires pourraient être directement liées aux processus fondamentaux du rifting. Cette question sera traitée en détail au chapitre 9. Deuxièmement, l'existence d'une couche crustale inférieure à vitesse élevée dans la zone de transition doit également être liée à des variations de la composition qui se seraient produites au cours de la rupture continentale. Il semble de plus en plus certain que cette couche, observée à de nombreux endroits ailleurs sur des marges de divergence, soit le produit d'un magma basaltique qui, au cours du rifting, a migré depuis le manteau profond jusqu'à la croûte pour se fixer sous la croûte continentale amincie et la pénétrer par endroits (LASE Study Group, 1986). La présence d'une couche semblable sous les zones continentales pourrait avoir une origine semblable; les auteurs en traitent ci-dessous.

Marges transformantes

Une seule marge transformante, située au sud des Grands Bancs, a été étudiée en détail. Le socle continental sous cette région se compose de roches des zones de Meguma et d'Avalon. La formation de failles sur les Grands Bancs a produit un certain nombre de demi-grabens allongés,

alignés perpendiculairement à la direction de la marge transformante. À l'exception des sédiments contenus dans ces grabens, les dépôts de la partie sud des Grands Bancs, voisine de la marge transformante, sont minces et se sont accumulés au Crétacé tardif ou Tertiaire, après le rifting. Ces sédiments reposent sur une discordance de rupture (« U » : la discordance d'Avalon), qui limite le socle et les bassins d'effondrement. Il existe une exception dont il a été question précédemment : la portion du bassin Néo-Écossais qui est contiguë à la faille transformante.

Le contact entre les zones d'Avalon et de Meguma semble avoir été réactivé au cours de la formation de rifts à l'est entre la péninsule Ibérique et l'Amérique du Nord; au Crétacé précoce et moyen, une activité volcanique s'est manifestée près de cette limite sur les Grands Bancs et dans le graben Orpheus. Les processus volcaniques ont également été actifs sur la croûte océanique et ont mené à la formation des monts sous-marins Fogo et de la dorsale de l'anomalie J le long de la partie sud-est de la marge transformante (fig. 2-3).

La transition océan-continent semble être beaucoup plus abrupte dans le cas de la marge transformante que pour les marges de divergence; il n'y a pas de large zone de croûte continentale cristalline amincie. La transition océan-continent étroite et l'absence d'une large zone de croûte amincie tendent à confirmer l'hypothèse selon laquelle les forces de distension ont causé l'amincissement observé aux marges de divergence. Ces forces de distension ou d'étirement ne se seraient pas produites dans le cas de la marge transformante. De plus, l'absence, sur la marge transformante, d'une épaisse séquence de sédiments postérieurs au rifting appuie cette hypothèse.

D'autres différences importantes entre les marges transformantes et les marges de divergence concernent l'absence d'importantes anomalies gravimétriques à la bordure de la plate-forme continentale et l'absence d'une signature magnétique constante pour la zone de transition océan-continent. Il se peut qu'il n'y ait pas d'anomalie gravimétrique parce qu'il n'y a aucune séquence sédimentaire épaisse sur la marge, ce qui supprime le besoin d'un rétablissement de l'équilibre isostatique en fonction de la charge sédimentaire. Des anomalies gravimétriques et magnétiques s'observent au-dessus de la limite supposée entre les zones d'Avalon et de Meguma, où elles sont également associées à des roches volcaniques. Ces anomalies font partie de l'anomalie Collector décrite par Haworth (1975).

Les Appalaches de Terre-Neuve

La figure 2-22 illustre la structure de la province de Grenville, y compris l'ancienne marge passive ou miogéoclinal (la zone d'Humber) et les zones de Dunnage, de Gander et d'Avalon. Elle a été dessinée avant que ne soient disponibles les résultats de la sismique-réfraction profonde qui sont illustrés à la figure 2-23; il est intéressant de comparer les deux transects. Une description des résultats illustrés à la figure 2-22 sera d'abord présentée.

Les 250 km les plus à l'ouest du golfe du Saint-Laurent et de l'ouest de Terre-Neuve, tout au moins, reposent sur de la croûte grenvillienne. La croûte s'amincit à l'est, où son épaisseur varie de 30 à 40 km. La croûte grenvillienne est recouverte de roches carbonatées qui faisaient partie de la séquence sédimentaire de l'ancienne marge passive. Ces roches carbonatées sont recouvertes des sédiments du bassin d'Anticosti dans le golfe du Saint-Laurent (fig. 2-2). Le bassin d'Anticosti s'est probablement formé dans la dépression créée par la charge imposée sur la lithosphère par suite de la formation d'une zone de plissement et de chevauchement de part en part du miogéoclinal (Beaumont, 1978). Le miogéoclinal (zone d'Humber), situé entre 175 et 280 km sur la coupe transversale, est aujourd'hui occupé par des sédiments allochtones et de la croûte océanique qui chevauchent l'ancienne marge passive. Les sédiments déposés à l'origine sur cette marge ont également été déformés et incorporés dans les nappes de charriage. L'épaisseur de la croûte augmente de beaucoup près de la limite du miogéoclinal (zone d'Humber) et de la zone de Dunnage.

Sous la zone de Dunnage réapparaît la couche crustale inférieure à vitesse élevée, ce qui augmente l'épaisseur de la croûte à environ 45 km. Cette croûte repose sur un manteau à vitesse élevée, où la vitesse des ondes de compression est de 8,5 km/s. Une structure crustale semblable s'observe sous la zone de Gander. Dans la zone de Dunnage, une deuxième région à vitesse élevée se trouve dans la croûte supérieure à des profondeurs inférieures à 10 km. Cette mince couche à vitesse élevée a été associée au substratum d'ophiolites de la zone de Dunnage (Haworth et al., 1978). Aucune couche semblable n'a été observée dans la partie supérieure de la croûte sous la zone de Gander.

L'épaisseur de la croûte diminue de façon abrupte et la couche inférieure crustale disparaît à l'est de la faille de Dover, à la limite entre les zones de Gander et d'Avalon. Les épaisseurs de la croûte dans la zone d'Avalon seraient d'environ 35 km, mais cela n'a pas encore été confirmé. Une mince couche supérieure à vitesse élevée, comme celle qui se retrouve dans la zone de Dunnage, a été observée dans la zone d'Avalon. Les deux couches pourraient cependant n'avoir aucun lien entre elles (mais voir Haworth et al., 1978).

La bordure de la marge nord-américaine paléozoïque s'exprime par une augmentation importante de la gravité vers l'est, correspondant à une variation significative de l'épaisseur de la croûte. L'existence d'un rapport direct entre cette signature gravimétrique et la variation de l'épaisseur de la croûte n'a pas encore été démontrée, mais semblerait une explication raisonnable. Les anomalies gravimétriques sont atténuées pour tout le reste de l'orogène, bien que les directions gravimétriques de la zone d'Avalon soient caractéristiques de cette région, comme il a été fait mention précédemment. Les anomalies magnétiques les plus importantes s'observent dans les zones de Dunnage et de Gander. Une importante anomalie magnétique marque la limite des zones d'Humber et de Dunnage. L'alternance des ceintures de roches volcaniques et sédimentaires de la zone d'Avalon se manifeste par une succession semblable d'anomalies magnétiques positives et négatives.

Bien que la connaissance que nous ayons de la structure de la croûte pour les Appalaches soit incomplète, il est clair que les importantes variations de la structure crustale et des signatures gravimétriques et magnétiques peuvent être liées en gros aux modifications majeures de la géologie superficielle. Ce que ces modifications veulent dire, en terme de tectonique de collision, apparaît moins clairement. En effet, si la zone de Dunnage correspond à un terrane océanique, pourquoi repose-t-elle à l'heure actuelle sur des roches dont la vitesse est de 6,2 km/s?

La zone de Dunnage est peut-être allochtone et recouvre peut-être la croûte grenvillienne de l'ancienne marge passive (Karlstrom, 1983) ou une croûte continentale d'affinité inconnue à l'heure actuelle. La couche supérieure à vitesse élevée pourrait donc alors marquer la base de la zone de Dunnage et la couche inférieure à vitesse élevée pourrait être le résultat de la fusion ou du métamorphisme de la partie inférieure de la croûte continentale, alors que celle-ci s'enfonçait sous la charge allochtone. Cela voudrait donc dire que la zone de Gander, et peut-être également la zone d'Avalon, possèdent des racines peu profondes. Ou encore, la zone de Gander pourrait reposer en partie sous la zone de Dunnage, comme l'ont suggéré Colman-Sadd et Swinden (1984).

Les données de sismique-réflexion profonde, illustrées à la figure 2-23, apportent un élément de solution à ces questions. En effet, d'après ces données, l'ancienne marge grenvillienne se poursuit sur environ 75 km à l'est sous la zone de Dunnage (Keen et al., 1986). De même, la croûte inférieure, sous la zone de Gander, est recouverte de la partie est de la zone de Dunnage. Ces deux unités inférieures semblent se rejoindre et forment peut-être une suture sous le centre de la zone de Dunnage. Les résultats semblent indiquer que les zones de Gander et de Dunnage possèdent des racines peu profondes, bien que rien ne semble indiquer qu'elles aient été transportées, dans un plan horizontal, sur plusieurs centaines de kilomètres, comme cela a été proposé pour le sud des Appalaches (Cook et al., 1979). La zone d'Avalon semble être séparée du reste des Appalaches par une faille verticale (la faille de Dover) qui pénètre toute la croûte. L'évolution géologique de la zone d'Avalon s'est donc faite probablement séparément de celle des autres zones des Appalaches. D'autres données de ce type sont nécessaires à la compréhension de la tectonique appalachienne, notamment des processus de contrôle qui se trouvent dans les profondeurs de la lithosphère.

CONCLUSIONS

Au cours de plus de trente années de recherche, marquées par un programme dynamique d'exploration des hydrocarbures, une énorme quantité de données sur les marges continentales de l'Est du Canada a été recueillie. Certaines parties de cette marge comptent parmi les plus étudiées et les mieux comprises des marges passives du monde, et pourtant, plus les études s'approfondissent, plus le nombre de questions soulevées augmente.

Il est clair, d'après les études des auteurs, qu'un segment « typique » de marge n'existe pas. Dès que les observations se raffinent, que la densité des données s'accroît ou que de nouveaux outils d'étude sont appliqués, la véritable diversité géologique apparaît. Les méthodes d'étude géologique et géophysique en mer donnent des observations valables pour de vastes régions, ce qui permet de tirer certaines conclusions sur les processus globaux. Malheureusement, l'application de ces modèles globaux à des lieux géographiques précis met à jour les disparités entre les modèles et les observations. À une échelle plus locale, la complexité géologique résulte de forces tectoniques spécifiques et du développement local, masquées à de nombreux endroits par les événements géologiques subséquents.

La connaissance de la géologie de la marge de la côte Est a grandement évolué depuis les études complètes réalisées par Keen et al. (1971) et Haworth et Keen (1979). Il reste malgré tout beaucoup d'études à faire, notamment dans le nord. Il est à prévoir que les études qui seront publiées au cours de la prochaine décennie permettront de réaliser des progrès tout aussi impressionnants.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier tous leurs collègues du Centre géoscientifique de l'Atlantique qui leurs ont permis de mieux comprendre cette région. Ils remercient tout particulièrement R. Jackson, W. Kay et K. Shih de les avoir aidé à compiler bon nombre des cartes et des transects illustrés. G. Stockmal a revu une version préliminaire du manuscrit et a fait de nombreux commentaires utiles.

RÉFÉRENCES

Amoco-Imperial Oil
1973 : Regional geology of the Grand Banks; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 479-503.

Arthaud, F. and Matte, P.
1977 : Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1305-1320.

Baer, A.J., Emslie, R.F., Irving, E., and Tanner, J.G.
1974 : Grenville geology and plate tectonics; Geoscience Canada, v. 1, no. 3, p. 54-60.

Ballard, R.D. and Uchupi, E.
1975 : Triassic rift structure in the Gulf of Maine; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 1041-1072.

Bally, A.W.
1982 : Musings over sedimentary basin evolution; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A, v. 305, p. 325-338.

Barrett, D.L. and Keen, C.E.
1976 : Mesozoic magnetic lineations : the Magnetic Quiet Zone and sea-floor spreading in the northwest Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 4875-4884.

Barrett, D.L., Berry, M., Blanchard, J.E., Keen, M.J., and McAllister, R.E.
1964 : Seismic studies on the eastern seaboard of Canada; the Atlantic coast of Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 1, p. 10-22.

Barss, M.S., Bujak, J.P., Wade, J.A., and Williams, G.L.
1980 : Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 6 p.

Barss, M.S., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1979 : Palynological zonation and correlation of 67 wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, p. 1-118.

Beaumont, C., Keen, C.E., and Boutilier, R.
1982 : On the evolution of rifted continental margins : comparison of models and observations for the Nova Scotia margin; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 70, no. 3, p. 667-716.

Bentley, C.R. and Worzel, J.L.
1956 : Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain X. Continental slope and continental rise south of the Grand Banks; Geological Society of America Bulletin, v. 67, p. 1-18.

Berger, J., Cok, A.E., Blanchard, J.E., and Keen, M.J.
1966 : Morphological and geophysical studies on the eastern seaboard of Canada : the Nova Scotia Shelf; ed. G.D. Garland; Royal Society of Canada, Special Publication 9, p. 102-113.

Berry, M.J. and Fuchs, K.
1973 : Crustal structures of the Superior and Grenville Provinces of the northeastern Canadian Shield; Seismological Society of America Bulletin, v. 63, p. 1393-1432.

Bradley, D.C.
1982 : Subsidence in late Paleozoic basins in the northern Appalachians; Tectonics, v. 1, p. 107-123.

Bridgwater, D., Watson, J., and Windley, B.F.
1973 : The Archaean craton of the North Atlantic region; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A, v. 273, p. 493-512.

Burke, K. and Dewey, J.F.
1973 : Plume generated triple junctions : Key indicators in applying plate tectonics to old rocks; Journal of Geology, v. 81, no. 4, p. 405-433.

Christie, R.D., Dawes, P.R., Frisch, T.O., Higgins, A.K., Hurst, J.M., Kerr, J.W., and Peel, J.S.
1981 : Geological evidence against major displacement in the Nares Strait; Nature, v. 291, p. 478-480.

Colman-Sadd, S.P.
1982 : Two stage continental collision and plate driving forces; Tectonophysics, v. 90, p. 263-282.

Colman-Sadd, S.P. and Swinden, H.S.
1984 : A tectonic window in central Newfoundland ? Geological evidence that the Appalachian Dunnage Zone may be allochthonous; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1349-1367.

Cook, F., Albaugh, D.S., Brown, L.D., Kaufman, S., Oliver, J.E., and Hatcher, R.D., Jr.
1979 : Thin-skinned tectonics in the crystalline southern Appalachians; COCORP seismic-reflection profiling of the Blue Ridge and Piedmont; Geology, v. 7, p. 563-567.

Cutt, B.J. and Laving, J.G.
1977 : Tectonic elements and geologic history of the South Labrador and Newfoundland continental shelf, eastern Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 1037-1058.

Dainty, A.M., Keen, C.E., Keen, M.J., and Blanchard, J.
1966 : Review of geophysical evidence on crust and upper mantle structure on the eastern seaboard of Canada ; in The Earth beneath the Continents; American Geophysical Union, ed. J.S. Steinhart and J.J. Smith; Monograph 10, p. 349-369.

Dawes, P.R. and Kerr, J.W. (editors)
1982a : Nares Strait and the Drift of Greenland — A Conflict in Plate Tectonics; Meddelelser om Gronland, Geoscience 8 : 396 p.
1982b : The case against major displacement along Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland A Conflict in Plate Tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience v. 8 : 369-386.

Earth Physics Branch
1980 : Gravity map of Canada; Energy Mines and Resources, Canada, Gravity Map Series 80-1.

Emery, K.O. and Uchupi, E.
1965 : Structure of Georges Bank; Marine Geology, v. 3, p. 349-358.

Ewing, J. and Ewing, M.
1959 : Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge, and in the Norwegian Sea; Geological Society of America Bulletin, v. 70, p. 291-318.

Ewing, G.N. and Hobson, G.D.
1966 : Marine seismic refraction investigation over the Orpheus gravity anomaly off the east coast of Canada; Geological Survey of Canada, Paper 66-38, 10 p.

Ewing, G.N., Dainty, A.M., Blanchard, J.E., and Keen, M.J.
1966 : Seismic studies on the eastern seaboard of Canada : The Appalachian System, I; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 89-109.

Fahrig, W.F., Irving, E., and Jackson, G.D.
1971 : Paleomagnetism of the Franklin diabases; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, no. 4, p. 455-467.

Farrar, S.S. and Glover, L., III
1983 : Grenville basement in the Piedmont east of the pre-Appalachian (pre-Caledonian) edge (?) of the North America craton; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 15, no. 3, p. 123.

Fenwick, D.K.B., Keen, M.J., Keen, C.E., and Lambert, A.
1968 : Geophysical studies of the continental margin northeast of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 483-500.

Fyffe, L.R., Pajari, G.E., Jr., and Cherry, M.E.
1981 : The Acadian plutonic rocks of New Brunswick; Maritime Sediments and Atlantic Geology, v. 17, p. 23-36.

Given, M.M.
1977 : Mesozoic and Early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Gradstein, F.M. and Srivastava, S.P.
1980 : Aspects of Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Labrador Sea and Baffin Bay; Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, v. 30, p. 261-295.

Gradstein, F.M. and Williams, G.L.
1976 : Biostratigraphy of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 349, 39 p.
1981 : Stratigraphic charts of the Labrador Sea and Newfoundland shelves; Geological Survey of Canada, Open File 826, 5 p.

Gradstein, F.M., Grant, A.C., and Jansa, L.F.
1977 : Grand Banks and J Anomaly Ridge : a geological comparison; Science, v. 197, p. 1074-1076.

Gradstein, F.M., Williams, G.L., Jenkins, W.A.M., and Ascoli, P.
1975 : Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Atlantic continental margin, eastern Canada; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.T. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 103-131.

Grant, A.C.
1975a : Structural modes of the western margin of the Labrador Sea; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J. M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 217-231.
1975b : Geophysical results from the continental margin of southern Baffin Island; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 411-431.
1977 : Continental crust beneath the Newfoundland Ridge : evidence from multi-channel seismic reflection data; Nature, v. 270, p. 22-25.
1979 : Geophysical observations bearing upon the origin of the Newfoundland Ridge; Tectonophysics, v. 59, p. 71-81.
1980 : Problems with plate tectonics : Labrador Sea; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 252-275.

Greene, B.A.
1974 : An outline of the geology of Labrador; Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Information Circular, No. 15, 64 p.

Hajnal, Z., Fowler, C.M.R., Mereu, R.F., Kanasewich, E.R., Cumming, G.L.,Green, A.G., and Mair, A.
1985 : An initial analysis of the Earth's crust under the Williston Basin : 1979 COCRUST experiment; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 9381-9400.

Hall, J.M., Barrett, D.L., and Keen, C.E.
1977 : The volcanic layer of the ocean crust adjacent to Canada — a review; in Volcanic Regimes in Canada, ed. W.R.A. Baragar, L.C. Coleman, and J.M. Hall; Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 425-444.

Hamilton, W.
1983 : Cretaceous and Cenozoic history of the northern continents; Annals of the Missouri Botanical Garden, v. 70, p. 449-458.

Hanmer, S.
1981 : Tectonic significance of the northeastern Gander Zone, Newfoundland : an Acadian ductile shear zone; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 120-135.

Haworth, R.T.
1975 : The development of Atlantic Canada as a result of continental collision — evidence from offshore gravity and magnetic data; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 59-77.
1977 : The continental crust northeast of Newfoundland and its ancestral relationship to the Charlie Fracture Zone; Nature, v. 266, p. 246-249.
1980 : Appalachian structural trends northeast of Newfoundland and their trans-Atlantic correlation; Tectonophysics, v. 64, p. 111-130.

Haworth, R.T. and Jacobi, R.D.
1983 : Geophysical correlation between the geological zonation of Newfoundland and the British Isles; in Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains, ed. R.D. Hatcher Jr., H. Williams and I. Zietz; Geological Society of America, Memoir 158, p. 25-31.

Haworth, R.T. and Keen, C.E
1979 : The Canadian Atlantic margin : a passive continental margin encompassing an active past; in Crustal Properties Across Passive Margins, ed. C.E. Keen; Tectonophysics, v. 59, p. 83-126.

Haworth, R.T. and Lefort, J.P.
1979 : Geophysical evidence for the extent of the Avalon Zone in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 552-567.

Haworth, R.T. and MacIntyre, J.B.
1975 : The gravity and magnetic fields of Atlantic offshore Canada; Geological Survey of Canada, Paper 75-9, 22 p.
1977 : Gravity and magnetic fields of the Gulf of St. Lawrence, Canada; Geological Survey of Canada, Paper 75-42, 11 p.

Haworth, R.T. and Miller, H.G.
1982 : The structure of Paleozoic oceanic rocks beneath Notre Dame Bay, Newfoundland; in Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians, ed. P. St-Julien and J. Béland; Geological Association of Canada, Special Paper 24, p. 149-173.

Haworth, R.T., Daniels, D.L., Williams, H., and Zietz, I.
1980 : Bouguer gravity anomaly map of the Appalachian Orogen; Memorial University of Newfoundland, Map No. 3 (1 :1 000 000).

Haworth, R.T., Grant, A.C., and Folinsbee, R.A.
1976 : Geology of the continental shelf off southeastern Labrador; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 61-70.

Haworth, R.T., Lefort, J.P., and Miller, H.G.
1978 : Geophysical evidence for an east-dipping Appalachian subduction zone beneath Newfoundland; Geology, v. 6, p. 522-526.

Henderson, G., Rosenkrantz, A., and Schiener, E.J.
1976 : Cretaceous-Tertiary sedimentary rocks of West Greenland; in Geology of Greenland, ed. A. Escher and W.S. Watt; Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 340-362.

Henderson, G., Schiener, E.J., Rissum, J.B., and Croxton, C.A.
1981 : The West Greenland Basin; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 399-428.

Hinz, K., Schluter, H.V., Grant, A.C., Srivastava, S.P., Umpleby, D., and Woodside, J.
1979 : Geophysical transects of the Labrador Sea : Labrador to southwest Greenland; in Crustal Properties across Passive Margins, ed. C.E. Keen; Tectonophysics, v. 49, p. 151-183.

Hobson, G.D. and Overton, A.
1973 : Sedimentary refraction seismic surveys, Gulf of St. Lawrence; in Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada, ed. P.J. Hood; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 325-336.

Hodych, J.P. and Hayatsu, A.
1980 : K-Ar isochron age and paleomagnetism of diabase along the trans-Avalon aeromagnetic lineament — evidence of Late Triassic rifting in Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 491-499.

Hood, P.J. and Bower, M.E.
1973 : Low-level aeromagnetic surveys of the continental shelves bordering Baffin Bay and the Labrador Sea; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 573-598.
1975 : Aeromagnetic reconnaissance of Davis Strait and adjacent areas; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 433-451.

Hood, P.J. and Reveler, D.A.
1977 : Magnetic anomaly maps of the Atlantic Provinces; Geological Survey of Canada, Open File 496.

Howie, R.D. and Barss, M.S.
1975 : Upper Paleozoic rocks of the Atlantic Provinces, Gulf of St. Lawrence and adjacent continental shelf; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 35-50.

Hugon, H.
1983 : Ellesmere-Greenland Fold Belt : structural evidence for left-lateral shearing; in Continental Tectonics : Structure, Kinematics and Dynamics, ed. M. Friedman and M.N. Toksoz; Tectonophysics, v. 100, p. 215-225.

Hyndman, R.D.
1973 : Evolution of the Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 637-644.

Irving, E. and Strong, D.F.
1984 : Evidence against large-scale Carboniferous strike-slip faulting in the Appalachian-Caledonian orogen; Nature, v. 30, p. 762-764.

Jackson, H.R. and Koppen, L.
1985 : The Nares Strait gravity anomaly and its implications for crustal structure; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1322-1328.

Jackson, H.R., Keen, C.E., and Barrett, D.L.
1977 : Geophysical studies of the eastern continental margin of Baffin Bay and in Lancaster Sound; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1991-2001.

Jackson, H.R., Keen, C.E., Falconer, R.K.H., and Appleton, K.P.
1979 : New geophysical evidence for sea-floor spreading in central Baffin Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 2122-2135.

Jackson, H.R., Keen, C.E., and Keen, M.J.
1975 : Seismic structure of the continental margins and ocean basins of southeastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 74-51, 13 p.

Jackson, J. and McKenzie, D.
1983 : The geometrical evolution of normal fault systems; Journal of Structural Geology, v. 5, p. 471-482.

Jansa, L.F.
1981 : Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.

Jansa, L.F. and Pe-Piper, G.
1985 : Early Cretaceous volcanism on the northeastern American margin and implications for plate tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 96, no. 1, p. 83-91.

Jansa, L.F. and Wade, J.A.
1975 : Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. Van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

Jansa, L.F. and Wiedmann, J.
1982 : Mesozoic-Cenozoic development of the eastern North American and northwest African continental margins : a comparison; in Geology of the Northwest African Continental Margin, ed. U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein, and E. Siebold, p. 215-269.

Jansa, L.F., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1980 : Upper Triassic salt deposits of the western North Atlantic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 547-559.

Jansa, L.F., Mamet, B., and Roux, A.
1978 : Viséan limestones from the Newfoundland Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1422-1436.

Johnson, G.L., Srivastava, S.P., Campsie, J., and Rasmussen, M.
1982 : Volcanic rocks in the Labrador Sea and environs and their relation to the evolution of the Labrador Sea; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 7-20.

Karlstrom, K.E.
1983 : Reinterpretation of Newfoundland gravity data and arguments for an allochthonous Dunnage Zone; Geology, v. 11, p. 263-266.

Karner, G.D. and Watts, A.B.
1982 : On isostasy at Atlantic-type continental margins; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 2923-2948.

Keen, C.E.
1979 : Thermal history and subsidence of rifted continental margins evidence from wells on the Nova Scotian and Labrador shelves; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 502-522.
1985 : The dynamics of rifting : deformation of the lithosphere by active and passive driving forces; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 80, p. 101-120.

Keen, C.E. and Barrett, D.L.
1972 : Seismic refraction studies in Baffin Bay : an example of a developing ocean basin; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 30, p. 253-271.
1973 : Structural characteristics of some sedimentary basins in northern Baffin Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1267-1279.
1981 : Thinned and subsided continental crust on the rifted margin of eastern Canada : crustal structure, thermal evolution and subsidence history; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 65, p. 443-465.

Keen, C.E. and Cordsen, A.
1981 : Crustal structure, seismic stratigraphy, and rift processes of the continental margin off eastern Canada : Ocean bottom seismic refraction results off Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1523-1538.

Keen, C.E. and Haworth, R.T.
1985 : D-2 Transform margin south of Grand Banks : offshore eastern Canada; Geological Society of America, Centennial Continent Ocean Transect #2, scale 1 : 500 000.

Keen, C.E. and Keen, M.J.
1974 : The continental margins of eastern Canada and Baffin Bay; in The Geology of Continental Margins, ed. C.A. Burk and C.L. Drake; Springer Verlag, New York, p. 381-389.

Keen, C.E. and Loncarevic, B.D.
1966 : Crustal structure on the eastern seaboard of Canada : Studies on the continental margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 65-76.

Keen, C.E. and Peirce, J.W.
1982 : The geophysical implications of minimal Tertiary motion along Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland : A Conflict in Plate Tectonics; ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience, v. 8, p. 327-337.

Keen, C.E., Colman-Sadd, S.P., Keen, M.J., Miller, H., Nichols, B., O'Brien, S.J., Quinlan, G., Reid, I., Stockmal, G.S., Williams, H., and Wright, J.
1986 : A deep seismic reflection profile across the northern Appalachians; Geology, v. 14, p. 141-145.

Keen, C.E., Hall, B.R., and Sullivan, K.D.
1977 : Mesozoic evolution of the Newfoundland Basin; Earth and Planetary Science Letters, v. 37, p. 307-320.

Keen, C.E., Keen, M.J., Barrett, D.L., and Heffler, D.E.
1975 : Some aspects of the ocean-continent transition at the continental margin of eastern North America; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2. Regional Geology, ed. W.J.M. Van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 189-197.

Keen, C.E., Keen, M.J., Ross, D.I., and Lack, M.
1974 : Baffin Bay : Small ocean basin formed by sea-floor spreading; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 1089-1108.

Keen, M.J.
1969 : Magnetic anomalies off the eastern seaboard of the United States : a possible edge effect; Nature, v. 222, p. 72-74.

Keen, M.J., Loncarevic, B.D., and Ewing, G.N.
1971 : Continental margin of Eastern Canada : Georges Bank to Kane Basin; in The Sea : Ideas and Observations, v. 4, New Concepts of Sea-Floor Evolution, Part II : Regional Observations Concepts, ed. A.E. Maxwell; New York, Wiley — Interscience, p. 251-291.

Kent, D.V. and Opdyke, N.D.
1978 : Paleomagnetism of Devonian Catskill redbeds : evidence for motion of coastal New England — Canadian maritime region relative to cratonic North America; Journal of Geophysical Research, v. 8, p. 4441-4450.

Keppie, J.D., Odom, L., and Cormier, R.F.
1983 : Tectonothermal evolution of the Meguma terrane : Radiometric controls; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 15, no. 3, p. 136.

Kerr, J.W.
1980 : Structural framework of Lancaster Sound aulacogen, arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 319, 24 p.
1981 : Evolution of the Canadian Arctic Islands — A transition between the Atlantic and Arctic Oceans; in The Ocean Basins and Margins, ed. A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli; 5, The Arctic Oceans, Plenum Press Publishing Co., p. 105-199.

King, L.H. and MacLean, B.
1976 : Geology of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 74-31, 31 p.

Kinsman, D.J.J.
1975 : Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins; in Petroleum and Global Tectonics, ed. A.G. Fischer and S. Judson; Princeton University Press, p. 83-128.

Klitgord, K. and Behrendt, J.C.
1979 : Basin structure of the U.S. Atlantic margin; in Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, ed. J.S. Watkins, L. Montadert and P. Dickenson; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 29, p. 85-112.

Klose, G.W., Malterre, E., McMillan, N.J., and Zinkan, C.G.
1982 : Petroleum exploration offshore southern Baffin Island; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 233-244.

LASE Study Group
1986 : Deep structure of the US east coast passive margin from large aperture seismic experiments (LASE); Marine and Petroleum Geology, v. 3, p. 234-242.

LeBis, A.P.
1975 : Investigation of a gravity high offshore Newfoundland; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 169-180.

Loncarevic, B.D. and Ewing, G.N.
1966 : Geophysical study of the Orpheus Gravity Anomaly; Proceedings, VII World Petroleum Congress, Mexico City, p. 827-835.

MacLean, B. and Falconer, R.K.H.
1979 : Geological-geophysical studies in Baffin Bay and Scott Inlet-Buchan Gulf and Cape Dyer-Cumberland Sound areas of the Baffin Island Shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 231-244.

MacLean, B., Falconer, R.K.H., and Clarke, D.B.
1978 : Tertiary basalts of western Davis Strait : bedrock core samples and geophysical data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 773-780.

MacLean, B., Srivastava, S.P., and Haworth, R.T.
1982 : Bedrock structures off Cumberland Sound, Baffin Island Shelf : Core sample and geophysical data; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 279-295.

Mayhew, M.A., Drake, C.L., and Nafe, J.E.
1970 : Marine geophysical measurements on the continental margins of the Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 199-214.

McGrath, P.H., Hood, P.J., and Cameron, G.W.
1973 : Magnetic surveys of the Gulf of St. Lawrence and the Scotian Shelf; in Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada, ed. P.J. Hood; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 339-358.

McGrath, P.H., Hood, P.J., and Darnley, A.G.
1977 : Magnetic anomaly map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1255A, third edition.

McKerrow, W.S. and Cocks, L.R.M.
1976 : Progressive faunal migration across the Iapetus Ocean; Nature, v. 263, p. 304-306.

McWhae, J.R.H.
1981 : Structure and spreading history of the northwestern Atlantic region from the Scotian Shelf to Baffin Bay; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 299-332.

Menzies, A.W.
1982 : Crustal history and basin development of Baffin Bay; in Nares Strait and the Drift of Greenland : A Conflict in Plate Tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelser om Gronland, Geoscience, v. 8, p. 295-312.

Mereu, R.F. and Jobidon, G.
1971 : A seismic investigation of the crust and Moho on a line perpendicular to the Grenville Front; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1553-1583.

Miall, A.D.
1983 : The Nares Strait problem : A re-evaluation of the geological evidence in terms of a diffuse oblique-slip plate boundary between Greenland and the Canadian Arctic Islands; in Continental Tectonics : Structure, Kinematics and Dynamics, ed. M. Friedman and M.N. Toksoz; Tectonophysics, v. 100, p. 227-239.

Miall, A.D., Balkwill, H.R., and Hopkins, W.R., Jr.
1980 : Cretaceous and Tertiary sediments of Eclipse Trough, Bylot Island area, arctic Canada, and their regional setting; Geological Survey of Canada, Paper 79-23, 20 p.

Miller, H.G.
1977 : Gravity zoning in Newfoundland; Tectonophysics, v. 38, p. 317-326.

Miller, H.G. and Deutsch, D.R.
1978 : The Bouguer anomaly field of the Notre Dame Bay area, Newfoundland; Earth Physics Branch, Gravity Map Series 163.

Miller, H.G., Goodacre, A.K., Cooper, R.V., and Halliday, D.
1985 : Offshore extensions of the Avalon Zone of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1163-1170.

Morel, P. and Irving, E.
1978 : Tentative paleocontinental maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic; Journal of Geology, v. 86, p. 535-561.

Nelson, K.D., Arnow, J.A., McBride, J.H., Willemin, J.H., Huang, J., Zheng, L., Oliver, J.E., Brown, L.D., and Kaufman, S.
1985a : New COCORP profiling in the southeastern United States. Part I : Late Paleozoic suture and Mesozoic rift basin; Geology, v. 13, p. 714-718.

Nelson, K.D., McBride, J.H., Arnow, J.A., Oliver, J.E., Brown, L.D., and Kaufman, S.
1985b : New COCORP profiling in the southeastern United States. Part II, Brunswick and east coast magnetic anomalies, opening of the north-central Atlantic Ocean; Geology, v. 13, p. 718-723.

O'Brien, S.J., Wardle, R.J., and King, A.F.
1983 : The Avalon Zone : a Pan-African terrane in the Appalachian Orogen of Canada; Geological Journal, v. 18, p. 195-222.

Officer, C.B. and Ewing, M.
1954 : Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain, Part VII, continental shelf, continental slope, and continental rise south of Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 653-670.

Olszewski, W.J., Jr. and Gaudette, H.E.
1982 : Age of the Brookville gneiss and associated rocks, southeastern New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2158-2166.

Papezik, V.S. and Hodych, J.P.
1980 : Early Mesozoic diabase dikes of the Avalon Peninsula, Newfoundland : Petrochemistry, mineralogy and origin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1417-1430.

Parsons, L.M., Masson, D.G., Pelton, C.D. and Grant, A.C.
1985 : Seismic stratigraphy and structure of the east Canadian continental margin between 41 and 52°N; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 686-703.

Poole, W.H., Sanford, B.V., Williams, H., and Kelley, D.G.
1970 : Geology of southeastern Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, ed. R.J.W. Douglas; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1 (fifth edition), p. 229-304.

Press, F. and Beckmann, W.
1954 : Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain, Part VIII, Grand Banks and adjacent shelves; Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 299-314.

Pringle, I.R., Miller, J.A., and Warrell, D.M.
1971 : Radiometric age determination from the Long Range Mountains, Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1325-1330.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1984 : Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the eastern interior of North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 973-996.

Rabinowitz, P.D., Cande, S.C., and Hayes, D.E.
1979 : The J-anomaly in the central North Atlantic Ocean; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, ed. B.E. Tucholke et al.; U.S. Government Printing Office, Washington, Volume 43, p. 879-885.

Rast, N.
1980 : The Avalonian plate in the northern Appalachians and Caledonides; in Proceedings, The Caledonides in the U.S.A., ed. D.R. Wones; Virginia Polytechnic Institute and State University, Memoir 2, p. 63-66.

Reid, I. and Jackson, H.R.
1981 : Oceanic spreading rate and crustal thickness; Marine Geophysical Researches, v. 5, p. 165-172.

Rice, P.D. and Shade, B.D.
1982 : Reflection seismic interpretation and sea-floor spreading history of Baffin Bay; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 245-265.

Rodgers, J.
1968 : The eastern edge of the North America continent during the Cambrian and Early Ordovician; in Studies of Appalachian Geology, Northern and Maritime, ed. E-an Zen, W.S. White, J.B. Hadley and J.B. Thompson Jr.; Interscience Publishers, New York, p. 141-149.

Rosenkrantz, A. and Pulvertaft, T.C.R.
1969 : Cretaceous-Tertiary stratigraphy and tectonics in northern west Greenland; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 883-898.

Ross, D.I.
1973 : Free air and simple Bouguer gravity maps of Baffin Bay and adjacent continental margins; Geological Survey of Canada, Paper 73-37, 11 p.

Royden, L. and Keen, C.E.
1980 : Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves; Earth and Planetary Science Letters, v. 51, p. 343-361.

Ruffman, A. and van Hinte, J.E.
1973 : Orphan Knoll, a "chip" off the North American "plate"; in Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada, ed. P.J. Hood; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 407-449.

Ryan, A.B.
1981 : Volcanism, sedimentation, plutonism, and Grenvillian deformation in the Helikian basins of central Labrador; in Proterozoic Basins of Canada, ed. F.H.A. Campbell; Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 361-378.

Schenk, P.E.
1981 : The Meguma Zone of Nova Scotia a remnant of western Europe, South America or Africa; in Geology of the North Atlantic Borderlands; ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 119-148.

Scholle, P.A. and Wenkam, C.R.
1982 : Geological studies of the Cost Nos. G-1 and G-2 wells, United States North Atlantic outer continental shelf; United States Geological Survey, Circular 861, 193 p.

Sclater, J.G., Jaupart, C., and Galson, D.
1980 : The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth; Review of Geophysics and Space Physics, v. 18, p. 269-311.

Sheridan, R.E. and Drake, C.L.
1968 : Seaward extension of the Canadian Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 337-373.

Sheridan, R.E., Grow, J.A., Behrendt, J.C., and Bayer, K.C.
1979 : Seismic refraction study of the continental edge off the eastern United States; Tectonophysics, v. 59, p. 1-26.

Shih, K.G., Macnab, R., and Halliday, D.
1981 : Multiparameter survey data from the Scotian margin; Geological Survey of Canada, Open File 750, 5 p.

Sobczak, L.W.
1975a : Gravity anomalies and passive continental margins; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 743-761.
1975b : Gravity anomalies and deep structure of the continental margin of Banks Island and the MacKenzie Delta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 378-394.

Spjeldnaes, N.
1978 : Faunal provinces and the Proto-Atlantic; in Crustal Evolution of Northwestern Britain and Adjacent Regions, ed. D.R. Bowes, and B.E. Leake; Geological Journal, Special Issue 10, p. 139-150.

Srivastava, S.P.
1978 : Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 52, p. 313-357.
1979 : Marine gravity and magnetic anomalies maps of the Labrador Sea; Geological Survey of Canada, Open File 627, 2 p.
1983 : Davis Strait : Structures, origin and evolution; in Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge, ed. M.H.P. Bott, S. Saxov, M. Talwani, and J. Thiede; Plenum Press, New York, p. 159-190.

Srivastava, S.P., Falconer, R.K.H., and MacLean, B.
1981 : Labrador Sea, Davis Strait, Baffin Bay : geology and geophysics a review; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 333-398.

Srivastava, S.P., MacLean, B, MacNab, R.F., and Jackson, H.R.
1982 : Davis Strait : structure and evolution as obtained from a systematic geophysical survey; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 267-278.

Stephens, L.E. and Cooper, R.V.
1973 : Results of underwater gravity surveys over the southern Nova Scotia continental shelf; Gravity Map Series, Earth Physics Branch No. 149, p. 1-10.

Stephens, L.E., Goodacre, A.K., and Cooper, R.V.
1971 : Results of underwater gravity surveys over the Nova Scotia continental shelf; Gravity Map Series, Earth Physics Branch No. 123, 9 p.

Stergiopoulos, A.B.
1984 : Geophysical crustal studies off the southwest Greenland margin; M.Sc. Thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 250 p.

Strong, D.F.
1979 : Proterozoic tectonics of northwestern Gondwanaland : New evidence from eastern Newfoundland; Tectonophysics, v. 54, p. 81-101.
1980 : Granitoid rocks and associated mineral deposits of eastern Canada and western Europe; in The Continental Crust and its Mineral Deposits, ed. D.W. Strangway; Geological Association of Canada, Special Paper 20, p. 741-769.

Strong, D.F. and Harris, A.
1974 : The petrology of Mesozoic alkaline intrusives of central Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1208-1219.

Stukas, V. and Reynolds, P.H.
1974 : 40Ar/39Ar dating of the Long Range dikes, Newfoundland; Earth and Planetary Science Letters, v. 22, p. 256-266.

Sullivan, K.D.
1983 : The Newfoundland Basin : Ocean-continent boundary and Mesozoic seafloor spreading history; Earth and Planetary Science Letters, v. 62, p. 321-339.
Sullivan, K.D. and Keen, C.E.
1977 : Newfoundland seamounts : petrology and geochemistry; in Volcanic Regimes in Canada, ed. W.R.A. Baragar, L.C. Coleman, and J.M. Hall; Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 461-476.
1978 : On the nature of the crust in the vicinity of the Newfoundland Ridge; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1462-1471.
Taylor, P.T., Zietz, I., and Dennis, L.S.
1968 : Geologic implications of aeromagnetic data for the eastern continental margin of the United States; Geophysics, v. 33, p. 755-780.
Thomas, M.D.
1983 : Tectonic significance of paired gravity anomalies in the southern and central Appalachians; in Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains, ed. R.D. Hatcher, Jr., H. Williams, and I. Zietz; Geological Society of America, Memoir 158, p. 113-124.
Thomas, W.A.
1977 : Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from re-entrants and promontories in the continental margin; American Journal of Science, v. 277, p. 1233-1278.
Tucholke, B.E. and Ludwig, W.J.
1982 : Structure and origin of the J-Anomaly Ridge, western North Atlantic Ocean; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 9389-9407.
Tucholke, B.E. and Mountain, G.S.
1979 : Seismic stratigraphy, lithostratigraphy and paleosedimentation patterns in the North American basin; in Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleoenvironment, M. Talwaine, W. Hay and W.B.F. Ryan, ed.; Maurice Ewing Series 3, American Geophysical Union, Washington, p. 53-86.
Tucholke, B.E. and Vogt, P.R.
1979 : Western North Atlantic : sedimentary evolution and aspects of tectonic history; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, ed. B.E. Tucholke et al.; United States Government Printing Office, Washington, Volume 43, p. 791-825.
Umpleby, D.C.
1979 : Geology of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 79-13, 34 p.
Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., and Hatlelid, W.G.
1977 : Seismic stratigraphy and global changes of sea level; in Seismic Stratigraphy Application to Hydrocarbon Exploration, ed. C.E. Payton; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 49-212.
van der Linden, W.J.M.
1975 : Crustal attenuation and sea-floor spreading in the Labrador Sea; Earth and Planetary Science Letters, v. 27, p. 409-423.
Vogt, P.R., Kovacs, L.C., Bernero, C., and Srivastava, S.P.
1982 : Asymmetric geophysical signatures in the Greenland-Norwegian and southern Labrador seas and the Eurasian Basin; Tectonophysics, v. 89, p. 95-160.
Wade, J.A.
1981 : Geology of the Canadian Atlantic margin from Georges Bank to the Grand Banks; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 447-460.
Walcott, R.I.
1972 : Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1845-1848.
Watts, A.B.
1974 : A gravity survey of the continental shelf south of Cape Sable, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1329-1334.
Watts, A.B. and Haworth, R.T.
1974 : Geological interpretation of Bouguer anomaly and magnetic anomaly maps east of the Magdalen Islands, southern Gulf of St. Lawrence; Geological Survey of Canada, Paper 74-55, 9 p.
Weaver, D.F.
1967 : A geological interpretation of the Bouguer anomaly field of Newfoundland; Dominion Observatory, Energy Mines and Resources, v. 35, p. 223-251.
Wernicke, B. and Burchfiel, B.C.
1982 : Modes of extensional tectonics; Journal of Structural Geology, v. 4, p. 105-115.
Williams, H. (ed.)
1979 : The Appalachian Orogen in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 792-807.
1984 : Miogeoclines and suspect terranes of the Caledonian-Appalachian Orogen : Tectonic patterns in the North Atlantic region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 887-901.
in press : The Appalachian/Caledonian region : Canada and Greenland; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 7, (also Geological Society of America; The Geology of North America, v. F-1). Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français).
Williams, H. and Doolan, B.L.
1979 : Evolution of Appalachian-Ouachita salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margin; American Journal of Science, v. 279, p. 92-95.
Williams, H. and Hatcher, R.D., Jr.
1982 : Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian Orogen; Geology, v. 10, p. 530-536.
1983 : Appalachian suspect terranes; in Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains, ed. R.D. Hatcher Jr., H. Williams and I. Zietz; Geological Society of America, Memoir 159, p. 33-53.
Williams, H. and Stevens, R.K.
1974 : The ancient continental margin of eastern North America; in Geology of Continental Margins, ed. C.A. Burk and C.L. Drake; Springer-Verlag, New York, p. 781-796.
Williams, H. and St-Julien, P.
1982 : The Baie Verte-Brompton line : Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians; in Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians, ed. P. St-Julien and J. Béland; Geological Association of Canada, Special Paper 24, p. 177-207.
Willmore, P.L. and Scheidegger, A.E.
1956 : Seismic observations in the Gulf of St. Lawrence; Transactions of the Royal Society of Canada, v. 50, series III, p. 21-30.
Willmore, P.L. and Tolmie, R.
1956 : Geophysical observations on the history and structure of Sable Island; Transactions of the Royal Society of Canada, v. 50, series III, p. 13-20.
Zietz, I., Haworth, R.T., Williams, H., and Daniels, D.L.
1980 : Magnetic anomaly map of the Appalachians; Memorial University of Newfoundland, Map 2 (1 : 1 000 000).

Adresse des auteurs

C.E. Keen
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

B.D. Loncarevic
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

I. Reid
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

J. Woodside
Vrije Universiteit
Institut voor Aardwetenschappen
De Boelelaan 1085
10081 HV Amsterdam
The Netherlands

R.T. Haworth
British Geological Survey
Keyworth
Nottinghamshire NG1Z5GG
England

H. Williams
Department of Earth Sciences
Memorial University of Newfoundland
St. John's, Newfoundland
A1B 3X5

ROCHES IGNÉES DE LA MARGE CONTINENTALE

Georgia Pe-Piper, D.J.W. Piper, M.J. Keen et J.J. McMillan

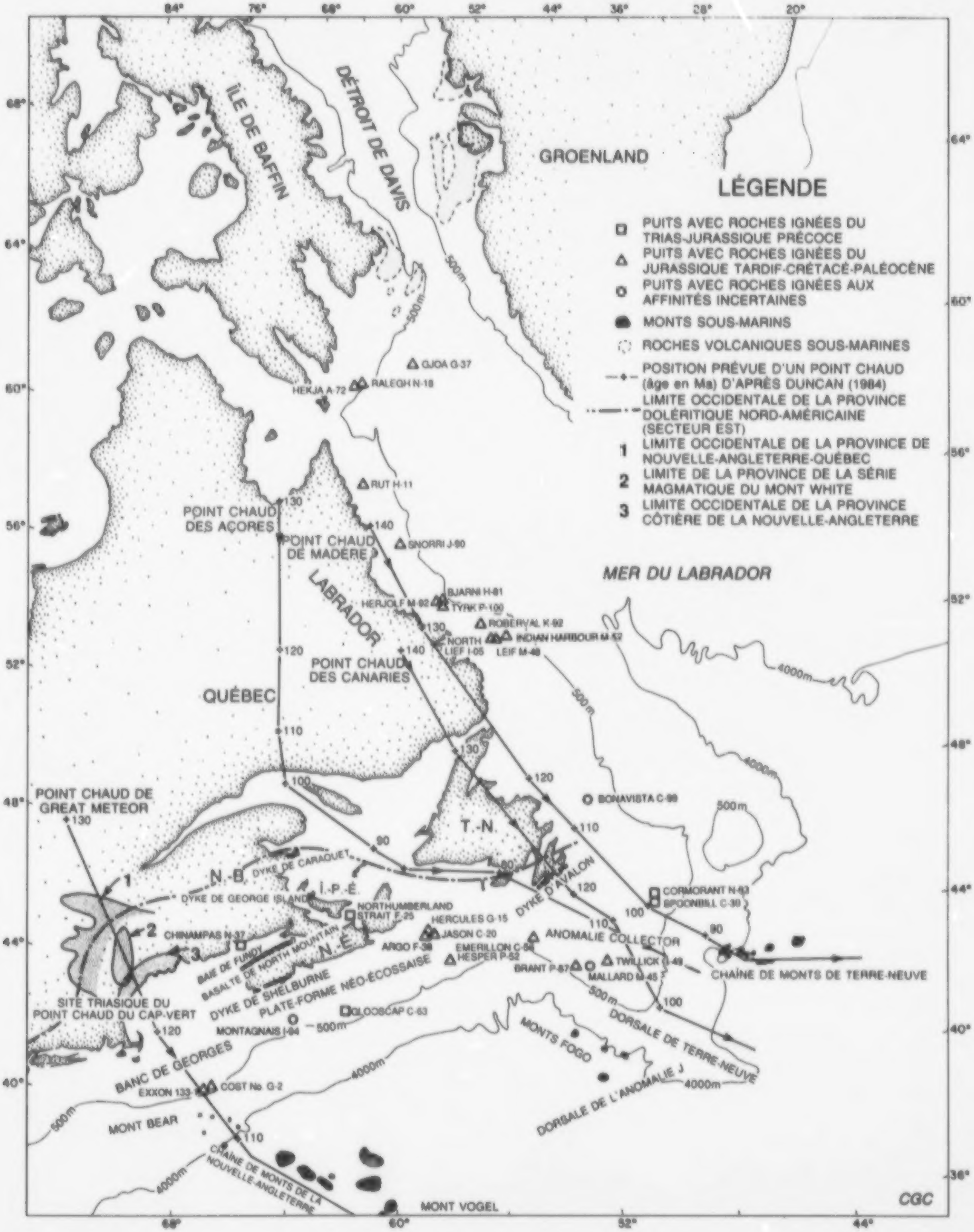
INTRODUCTION

Les roches ignées des orogènes anciens sont des témoins importants de l'évolution tectonique. En effet, l'activité magmatique constitue généralement un reflet direct des processus tectoniques, et divers produits magmatiques sont formés dans divers milieux tectoniques. L'activité magmatique associée à l'ouverture de l'Atlantique Nord, la mer du Labrador, la baie de Baffin et l'océan Arctique et à la dérive des continents témoigne des processus tectoniques ayant affecté la marge continentale du Canada et les bassins océaniques adjacents (fig. 2-24).

Divers segments de la marge canadienne ont connu divers types d'expansion océanique et de rupture continentale. Pour des raisons de commodité, la présente description des roches ignées associées à ces processus porte sur un territoire formé de deux régions. La marge Néo-Écossaise et la marge des Grands Bancs reflètent des activités magmatiques associées à l'ouverture au Trias et au tout début du Jurassique de l'Atlantique Nord central, et à l'expansion des fonds océaniques, qui a débuté au Jurassique précoce (voir le chapitre 5). Les marges de l'est de Terre-Neuve, du Labrador et de Baffin témoignent de la séparation de la péninsule Ibérique des Grands Bancs, au Crétacé, et de l'ouverture de la mer du Labrador et de la baie de Baffin (voir les chapitres 6 et 7).

Dans ces deux régions, apparaît une séquence de roches ignées relativement semblable. Les roches ignées les plus anciennes sont des intrusions alcalines formées au cours des tout premiers stades du rifting. Ces roches sont suivies par des basaltes tholéiitiques associés au principal stade du rifting, qui se termine au début de la dérive des continents. Dans certaines régions, de longs et larges dykes se sont formés, parallèlement à la côte, au cours du principal stade du rifting. Il existe par endroits d'imposantes couches de basaltes tholéiitiques au large, enfouies sous des sédiments plus jeunes. L'activité magmatique qui s'est produite plus tard, généralement peu importante, est associée soit à la différenciation finale des masses résiduelles de magma, soit à la réactivation d'anciennes failles.

Figure 2-24. Puits de la marge Est du Canada ayant recoupé des roches ignées; représentation généralisée des occurrences continentales des roches ignées mésozoïques et des principales chaînes de monts sous-marins. D'après la figure 1 de Jansa et Pe-Piper (1986). Les parcours des points chauds du Jurassique tardif au Crétacé proposés par Duncan (1984) sont également illustrés.


LÉGENDE
PUITS AVEC ROCHES IGNÉES DU TRIAS-JURASSIQUE PRÉCOCE
PUITS AVEC ROCHES IGNÉES DU JURASSIQUE TARDIF-CRÉTACÉ-PALÉOCÈNE
PUITS AVEC ROCHES IGNÉES AUX AFFINITÉS INCERTAINES
MONTS SOUS-MARINS
ROCHES VOLCANIQUES SOUS-MARINES
POSITION PRÉVUE D'UN POINT CHAUD (âge en Ma) D'APRÈS DUNCAN (1984)
LIMITE OCCIDENTALE DE LA PROVINCE DOLÉRITIQUE NORD-AMÉRICAINE (SECTEUR EST)
1 LIMITE OCCIDENTALE DE LA PROVINCE DE NOUVELLE-ANGLETERRE-QUÉBEC
2 LIMITE DE LA PROVINCE DE LA SÉRIE MAGMATIQUE DU MONT WHITE
3 LIMITE OCCIDENTALE DE LA PROVINCE CÔTIÈRE DE LA NOUVELLE-ANGLETERRE
ÎLE DE BAFFIN
DÉTROIT DE DAVIS
GROENLAND
MER DU LABRADOR
LABRADOR
QUÉBEC
T.-N.
N.-B.
Î.-P.-É.
N.-É.
POINT CHAUD DES AÇORES
POINT CHAUD DE MADÈRE
POINT CHAUD DES CANARIES
POINT CHAUD DE GREAT METEOR
SITE TRIASIQUE DU POINT CHAUD DU CAP-VERT
GJOA G-37
HEKJA A-72
RALEGH N-18
RUT H-11
SNORRI J-90
BJARNI H-81
HERJOLF M-92
TYRK P-100
ROBERVAL K-92
NORTH LIEF I-05
INDIAN HARBOUR M-52
LEIF M-48
BONAVISTA C-99
CORMORANT N-83
SPOONBILL C-30
DYKE DE CARAQUET
DYKE DE GEORGE ISLAND
DYKE D'AVALON
NORTHUMBERLAND STRAIT F-25
HERCULES G-15
JASON C-20
ARGO F-38
EMERILLON C-56
HESPER P-52
ANOMALIE COLLECTOR
BRANT P-87
MALLARD M-45
TWILLICK G-49
CHAÎNE DE MONTS DE TERRE-NEUVE
CHINAMPAS N-37
BAIE DE FUNDY
BASALTE DE NORTH MOUNTAIN
DYKE DE SHELBURNE
PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
GLOOSCAP C-63
MONTAGNAIS I-94
MONTS FOGO
DORSALE DE TERRE-NEUVE
DORSALE DE L'ANOMALIE J
BANC DE GEORGES
EXXON 133-1
COST No G-2
MONT BEAR
CHAÎNE DE MONTS DE LA NOUVELLE-ANGLETERRE
MONT VOGEL
500m
4000m
CGC

Tout comme McHome et Butler (1984), les auteurs reconnaissent des provinces ignées comportant des groupes de roches ignées liées principalement par l'âge et la distribution géographique et, en second lieu, par l'association magmatique. Des provinces ignées différentes reflètent généralement des origines tectoniques différentes. Jansa et Pe-Piper (fig. 1, 1986; 1988) ont résumé les associations tectoniques de roches ignées de la marge continentale de l'Est du Canada.

Les caractéristiques géochimiques des roches ignées peuvent être indicatrices de leur pétrogenèse, donc du milieu tectonique. Les roches alcalines des monts sous-marins et des zones d'effondrement secondaires des continents sont le produit de la fusion partielle du manteau à des profondeurs supérieures à celles des roches tholéiitiques des marges continentales de divergence et des crêtes médio-océaniques. Les roches les plus utiles à une évaluation géochimique sont des basaltes primaires qui ont connu une faible cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. L'abondance d'éléments incompatibles comme le potassium, le rubidium, le baryum, le thorium et les terres rares, et les rapports isotopiques du strontium, du néodyme et du plomb peuvent servir à déduire les caractéristiques géochimiques et minéralogiques des roches du manteau (Thompson et al., 1984). La nature variable du manteau peut ainsi être liée à l'histoire tectonique. Des panaches ou points chauds du manteau inférieur (Morgan, 1983) sont responsables de la formation d'innombrables produits volcaniques. Le magma qui se forme à ces points chauds est enrichi en nombreux éléments incompatibles (LeRoex et al., 1984). L'enrichissement en éléments incompatibles peut également être le résultat d'autres processus (Fitton et Dunlop, 1985), et des remontées locales depuis le manteau pourraient être liées à d'autres phénomènes que les points chauds.

Peu de produits magmatiques du Mésozoïque et du Cénozoïque affleurent à terre. D'énormes quantités de basaltes, et dykes associés, issus des processus de rifting (Trias à Jurassique précoce) ont été découverts dans les provinces atlantiques; des roches semblables apparaissent plus loin au sud-ouest, le long de la marge continentale des États-Unis, et sur la marge correspondante de l'ouest africain. Les basaltes les plus récents, issus des processus de rifting (Crétacé et Tertiaire précoce), affleurent dans l'ouest du Groenland et sur l'île de Baffin. Dans tous les autres cas, les données sur l'activité magmatique proviennent du dragage ou du forage des laves les plus récentes sur les monts sous-marins et dans la croûte océanique intersectée à la base des trous du Deep Sea Drilling Project (projet de forage en eau profonde), ou de l'analyse des déblais de forage des puits d'exploration. La base de données est donc limitée, notamment pour la réalisation d'études géochimiques.

ROCHES IGNÉES DU MÉSOZOÏQUE PRÉCOCE DE LA MARGE NÉO-ÉCOSSAISE

Les roches ignées associées au rifting, qui s'est poursuivi du Trias au Jurassique précoce dans l'Est du Canada, comprennent les dykes distribués dans toutes les provinces de l'Atlantique et les coulées du Basalte de North Mountain, autour de la baie de Fundy, et celles intersectées dans les puits des Grands Bancs (tableau 2-1). Plus au sud, dans la partie orientale des Appalaches des États-Unis, il existe des dykes et des coulées semblables et, en Nouvelle-Angleterre, il y a plusieurs plutons triasiques. McHone et Butler (1984) ont reconnu deux provinces ignées distinctes : la province de la côte de la Nouvelle-Angleterre et la province doléritique (c.-à-d. tholéiites continentales) nord-américaine (secteur Est).

Province ignée de la côte de la Nouvelle-Angleterre

Sur la côte du New Hampshire et dans le sud du Maine, il existe trois plutons dont la composition varie de la syénite au granite alcalin, et dont les âges correspondent à peu près à la limite entre le Permien et le Trias (Foland et Faul, 1977; McHone et Butler, 1984). Des dykes correspondants apparaissent à Seabrook au New Hampshire (Bellini etal. , 1982) et ont été datés entre 212 et 236 Ma; ils sont composés de tholéiite à olivine normative et sont enrichis considérablement en éléments incompatibles.

Sur la marge canadienne, la plus ancienne activité magmatique du Trias est représentée par un dyke observé dans le puits Northumberland Strait F-25; ce dyke est daté à 214 Ma et se compose de tholéiite à olivine à forte teneur en alumine, présentant un spectre des terres rares plat et un appauvrissement en éléments incompatibles (Pe-Piper et Jansa, 1986; fig. 1, en pochette). Par son âge, ce dyke correspond au volcanisme de la province de la côte de la Nouvelle-Angleterre.

Province à tholéiite continentale de l'Est de l'Amérique du Nord

La province de l'Est de l'Amérique du Nord, qui date essentiellement du Trias tardif au tout début du Jurassique, est représentée dans l'Est canadien par des roches mafiques sous forme de dykes et de coulées (fig. 2-25a). Trois larges dykes, atteignant environ 100 km de longueur chacun, s'observent dans la région atlantique du Canada (fig. 2-24) : les dykes d'Avalon (Hodych et Hyatsu, 1980; Papezik et Hodych, 1980), de Shelburne (Papezik et Barr, 1981) et de Caraquet (Burke et al., 1973; Greenough et Papezik, 1986). Ces dykes atteignent des dizaines de mètres de largeur et ont, de toute évidence, été formés par de multiples injections de magma qui se sont peut-être produites sur de nombreux millions d'années (Greenough et Papezik, 1986). De plus petits dykes comprennent le dyke de l'île George dans l'Île-du-Prince-Édouard. D'après des données radiométriques (tableau 2-1), les âges varieraient entre 160 et 215 Ma, les données les plus fiables se regroupant autour de 191-201 Ma.

Le Basalte de North Mountain qui borde la baie de Fundy se compose d'une épaisse succession d'au moins 16 coulées subaériennes recouvrant la marge sud du demi-graben de la baie de Fundy. Des culots apparaissent du côté nord du bassin des Mines (Stevens, 1980). La datation par l'isochrone K/Ar du basalte a donné 191 ± 2 Ma (Jurassique précoce) (Hyatsu, 1979). Le Basalte de North Mountain a également fait l'objet d'échantillonnage dans le puits

Tableau 2-1. Occurrence, nature et âge des roches ignées de la marge continentale de l'Est du Canada (zone extracôtière)

Emplacement	Type de roche	Âge (Ma)	Sources
		TRIAS-JURASSIQUE PRÉCOCE	
Northumberland Strait F-25	Dykes de diabase	214 ± 9 239 ± 10	Pe-Piper et Jansa, 1986
Chinampas N-37	Basalte	Indéterminé	Mobil et al., 1975
Glooscap C-63	Basalte	Indéterminé	Husky Bow Valley et al., 1984
Spoonbill C-30	Basalte	Indéterminé	Amoco et al., 1972
Il existe, en plus, des prolongements marins du Basalte de North Mountain et des affleurements continentaux de dykes majeurs.			
		JURASSIQUE TARDIF-CRÉTACÉ	
Plate-forme Néo-Écossaise			
Argo F-38	<100 m de roches volcano-clastiques et pyroclastiques sus-jacentes à 15 m de basalte	Aptien	Jansa et Pe-Piper, 1985
Hercules J-15	82 m de roches volcano-clastiques et pyroclastiques sus-jacentes à 23 m de basalte	119 ± 5	Jansa et Pe-Piper, 1985
Hesper I-52	Filon-couche de diabase de 20 m	112 ± 5 125,9 ± 3,2	Jansa et Pe-Piper, 1985
Jason C-20	85 m de roches volcano-clastiques et pyroclastiques sus-jacentes à 14 m de basalte (3 coulées)	Aptien	Jansa et Pe-Piper, 1985
Grands Bancs			
Brant P-87	55 m de basalte et de roches pyroclastiques; 123 m de filons-couches ou de coulées de diabase	136 ± 6	Jansa et Pe-Piper, 1988
Emerillon C-56	Dyke de diorite de 21 m	96,4 ± 3,8	Jansa et Pe-Piper, 1988
Twillick G-49	15 m de diabase porphyrique	117 ± 5	Jansa et Pe-Piper, 1988
Mallard M-45		Incertain	
Chaîne de monts de Terre-Neuve			
Chaîne de monts de Terre-Neuve	Basalte alcalin et trachyte	97,7 ± 1,5	Sullivan et Keen, 1977
Plate-forme du Labrador			
Snorri J-90	290 m de roches volcaniques	110 ± 12	Eastcan et al., 1975
Herjolf M-92	258 m de basalte	121 ± 5	Johnson et al., 1982; Umpleby, 1979
Roberval K-92	>365 m de basaltes alcalins	122 129	Eastcan et al., 1979
Bjarni H-81	>288 m de basaltes alcalins	122 ± 6 139 ± 7	Johnson et al., 1982
Leif M-48	>61 m de basaltes alcalins		
North Leif I-05	>70 m de basalte alcalin	104 ± 5 131 ± 6	
Indian Harbour M-52	Tufs à lapillis mafiques à intermédiaires	90 ± 4	Johnson et al., 1982; Umpleby, 1979
Rut H-11	15 m de tufs reposant sur de la diabase	59	Balkwill et McMillan, Partie 1 du chapitre 7
Plate-forme sud-est de Baffin			
Gjoa G-37	Basalte tholéiitique	56 ± 3	Klose et al., 1982
Hekja A-72	1 021 m de basalte tholéiitique	105 119	Klose et al., 1982
Raleigh N-18	Basalte tholéiitique	83 ± 2	Cantorra et al., 1982
Affleurements de la plate-forme sud-est de Baffin	Basalte	Indéterminé	MacLean et al., 1982

Les occurrences continentales de roches ignées sont décrites plus en détail dans le volume portant sur la géologie du Canada, région appalachienne (n° 7) qui sera publié par la Commission géologique du Canada. Les roches ignées situées au large de la côte nord-est des États-Unis sont examinées par Jansa et Pe-Piper (1986, 1988). Les roches ignées situées au large du Groenland ont été décrites par Rolle (1985).

Chinampas N-37, dans la baie de Fundy (Jansa et Pe-Piper, 1986). Des laves datant probablement du Trias-Jurassique précoce ont été observées dans le puits Glooscap C-63, sur la plate-forme Néo-Écossaise, et les puits Cormorant N-83 et Spoonbill C-30, sur les Grands Bancs. Des coulées de basalte ont également été observées dans un puits de l'île Nantucket (Folger et al., 1978).

Tous les dykes et la plupart des laves étudiés dans la région des provinces atlantiques du Canada sont composés de tholéiites à quartz normatif (Dostal et Dupuy, 1984; Greenough et Papezik, 1986), bien que certaines laves soient des tholéiites à olivine normative. Leurs caractéristiques géochimiques ressemblent à celles des tholéiites continentales, mises à part des variations pour certains éléments comme le titane et la présence d'éléments incompatibles comme le potassium et le thorium (fig. 2-26a). Cela a généralement été interprété comme résultant d'une contamination variable, par la croûte, du magma tholéiitique primaire (Dostal et Dupuy, 1984), ce qui a été confirmé par des données isotopiques (Lambert et al., 1988).

Des dykes tholéiitiques semblables et des massifs extrusifs mineurs équivalents s'observent sur une large région de l'est des Appalaches aux États-Unis (Weigand et Ragland, 1970; Smith et al., 1975; McHone et Butler, 1984). Leur composition varie de tholéiite à quartz normatif à tholéiite à olivine normative ainsi qu'à de rares roches alcalines à néphéline normative (Hermes et al., 1984). La plupart des roches ont un âge qui varie de 170 à 200 Ma, avec une concentration maximale autour de 190 Ma (McHome et Butler, 1984). La composition de ces roches présente certaines variations régulières dans le temps et dans l'espace (Weigand et Ragland, 1970; Smith et al., 1975), mais aucune théorie satisfaisante n'a pu être avancée pour expliquer ces variations. L'étude de l'orientation des dykes fournit des renseignements sur le champ de contrainte au cours du rifting (May, 1971; de Boer et Snider, 1979; Ragland et al., 1983).

Sur la marge conjuguée de la région du Haut Atlas, au Maroc, un important volcanisme tholéiitique à quartz et à olivine normatifs s'est produit au Trias tardif (il y a environ 196 Ma) (Manspeizer et al., 1978). Des tholéiites subalcalines à quartz de la base du Jurassique s'observent dans la région du Moyen Atlas; leur âge varie généralement de 180 à 194 Ma. Des filons-couches de diabase moins importants du Jurassique supérieur ont été datés à 135-155 Ma. D'après Manspeizer et al. (1978), l'important volume de matériaux liés à l'activité magmatique est le résultat de l'expansion des fonds océaniques, qui a débuté il y a environ 195 Ma. D'après la plupart des estimations cependant, l'ouverture de l'océan Atlantique aurait eu lieu il y a 170-175 Ma environ (Klitgord et Schouten, 1986); le début de l'expansion océanique aurait donc été marqué par la cessation de la majeure partie de l'activité magmatique sur la marge continentale.

Province ignée du mont White

La province ignée du mont White comporte un certain nombre de plutons syénitiques et granitiques alcalins concentrés dans l'est du New Hampshire; leur âge radiométrique varie de 200 à 155 Ma (Foland et Faul, 1977; McHone et Butler, 1984). Les plutons ne sont pas organisés spatialement ou temporellement d'une façon qui pourrait les lier à des points chauds (McHone, 1981). Aucun élément représentatif de cette province n'a été observé sur la marge continentale.

ROCHES IGNÉES DU MÉSOZOÏQUE TARDIF DE L'ATLANTIQUE NORD CENTRAL

Croûte océanique

Les produits de l'expansion océanique normale du Mésozoïque n'ont pas fait l'objet d'échantillonnage dans le bassin de l'Atlantique Nord au large de la côte Est du Canada. La dorsale de l'anomalie J, parallèle à la marge continentale sur la plaine Sohm (carte 1706A, en pochette), s'est probablement formée par suite d'une intensification temporaire de l'activité volcanique au centre d'expansion, il y a 117 à 112 Ma. Cette dorsale pourrait être analogue à la dorsale Reykjanes de formation contemporaine (Vogt et Tucholke, 1979; Emery et Uchupi, 1984). Des basaltes échantillonnés par forage sur la dorsale de l'anomalie J au cours du parcours 43 du DSDP (projet de forage en eau profonde) sont des tholéiites normales du type généralement observé sur les crêtes médio-océaniques (Houghton, 1979).

Chaînes de monts sous-marins

Il existe trois chaînes linéaires de monts sous-marins au large de la marge continentale de l'Est du Canada : les monts sous-marins Fogo et les chaînes de monts de la Nouvelle-Angleterre et de Terre-Neuve. Seules des roches volcaniques extrêmement altérées ont pu être prélevées sur les monts sous-marins Fogo; des échantillons prélevés sur les deux autres chaînes de monts sous-marins ont été datés du Crétacé. La chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre forme une chaîne de direction nord-ouest qui s'étend sur près de 2 000 km et dont la largeur varie de 100 à 200 km. L'orientation de la chaîne change légèrement au mont Vogel. Des échantillons de dragage ont été datés par la méthode 40Ar/39Ar par Duncan (1984) et montrent une progression systématique de l'âge, de 103 Ma pour le mont Bear, au nord-ouest, à 82 Ma pour le mont Nashville, au sud-est. Des analyses chimiques ont été réalisées sur des échantillons provenant de sites du DSDP (Houghton, 1979) et sur des échantillons de dragage; dans les deux cas, l'échantillonnage a été réalisé uniquement dans la portion supérieure de l'empilement volcanique. Les roches sont des basaltes alcalins, des basanites et des téphrites (fig. 2-25b) et sont enrichies de façon importante en éléments incompatibles (fig. 2-26b). Des données sur les isotopes du plomb ont révélé que ces roches avaient des caractéristiques semblables à celles que produirait un volcanisme d'île océanique de type Santa Helena (Lambert et al., 1988). Au sens géochimique donc, ces roches présentent les caractéristiques d'un volcanisme de panache mantellique (Pe-Pier et Jansa, 1987).

Trois des monts de la chaîne de monts de Terre-Neuve, échantillonnés par dragage, ont révélé la présence de basaltes alcalins et de trachyandésites sodiques (Sullivan et Keen, 1977) (fig. 2-25b). La trachyandésite a été datée à 98 Ma. Les caractéristiques géochimiques des roches volcaniques sont typiques de celles des autres monts sous-marins (séries de différenciation des basaltes alcalins). D'après des données sur les isotopes et les éléments traces (Lambert et al., 1988), il y a eu enrichissement mantellique dans le cas de certains échantillons.

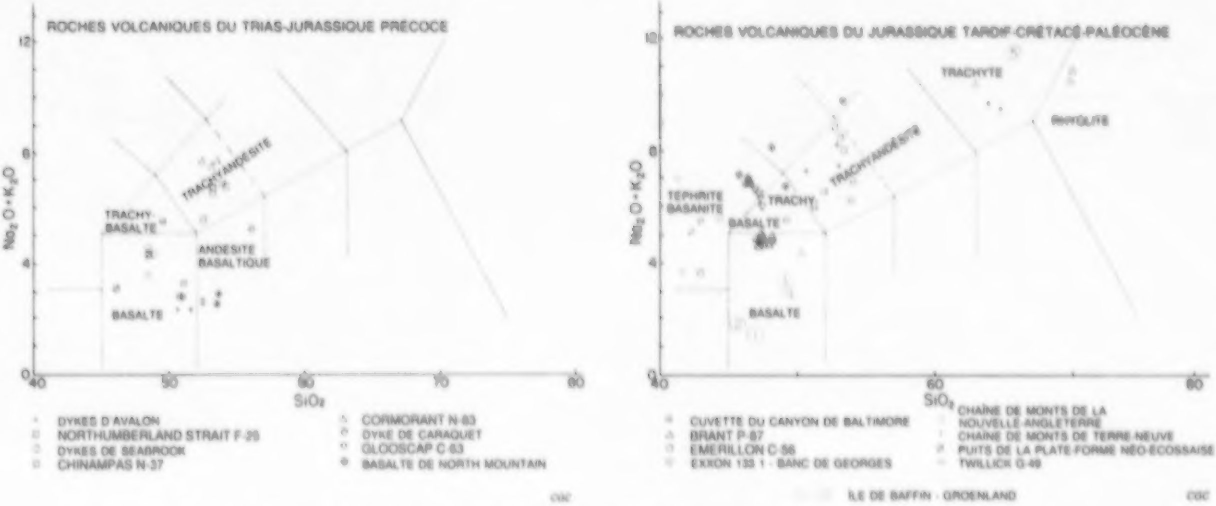


Figure 2-25. Analyses géochimiques de roches ignées du Mésozoïque provenant de la zone extracôtière et de certaines roches prélevées sur la terre ferme, reportées sur un diagramme de Zanettin (1984) (alcalis totaux/silice).
a) Roches volcaniques du Trias et du Jurassique précoce
b) Roches volcaniques du Jurassique tardif au Paléocène
Données tirées de Clarke (1977) et de Jansa et Pe-Piper (1986); données inédites provenant de L.F. Jansa et G. Pe-Piper.

D'après Sullivan et Keen (1977), les monts sous-marins Fogo pourraient se poursuivre jusqu'au socle volcanique épais de la dorsale sud-est de Terre-Neuve; ces deux structure pourraient de plus s'être développées le long de failles transformantes réactivées qui marquent la limite nord de l'océan Atlantique central. Grant (1979) a présenté une autre interprétation selon laquelle la dorsale sud-est de Terre-Neuve serait formée d'un socle continental affaissé.

Volcanisme jurassique sur le banc de Georges

Deux puits forés sur le banc de Georges ont permis d'observer des basaltes, des diabases, des tufs volcaniques et des sédiments volcanoclastiques (Amato et Simonis, 1980; Jansa et Pe-Piper, 1986). Les données biostratigraphiques donnent un âge callovien; les données radiométriques indiquent un âge d'environ 140 Ma (conforme à l'échelle chronologique de van Hinte, 1976, mais non conforme à l'échelle utilisée dans le présent volume).

Géochimiquement, les roches sont des trachybasaltes enrichis de façon importante en éléments incompatibles, comme ce serait le cas si le manteau était enrichi par des panaches mantelliques (Pe-Piper et Jansa, 1987), bien que cela ne soit pas appuyé par des données isotopiques (Lambert et al., 1988).

Des structures volcaniques équivalentes enfouies ont été découvertes par des méthodes sismiques près du mont Bear sur le talus continental, au large du banc de Georges (voir la partie 1 du chapitre 5).

Activité magmatique au Crétacé moyen sur la plate-forme continentale

Les roches volcaniques du Crétacé moyen et les intrusions qui leur sont associées sont répandues sur la plate-forme Néo-Écossaise (Jansa et Pe-Piper, 1985) et les Grands Bancs (Jansa et Pe-Piper, 1988). Plusieurs puits de la plate-forme Néo-Écossaise recoupent des cônes volcaniques de basaltes alcalins et de roches hyaloclastiques et pyroclastiques qui leur sont associées (tableau 2-1). Des filons-couches et des dykes de diabase ont été observés dans d'autres puits des Grands Bancs et de la plate-forme Néo-Écossaise. D'après des données biostratigraphiques et radiométriques (Jansa et Pe-Piper, 1988), le volcanisme a été particulièrement intense au Barrémien-Aptien, il y a environ 120 Ma. Des dykes de diorite plus jeunes (96 Ma) ont été observés dans le puits Emerillon C-56 sur les Grands Bancs. La plupart des centres d'éruption sont situés dans le graben Orpheus de la plate-forme Néo-Écossaise ou le long de l'anomalie Collector sur les Grands Bancs, et résulteraient de la réactivation de ces importantes zones de failles par suite de la réorganisation des plaques, au moment où la péninsule Ibérique commencait à s'écarter des Grands Bancs (Jansa et Pe-Piper, 1988). Géochimiquement, les roches sont des basaltes, des trachybasaltes et des trachyandésites (fig. 2-25b) et présentent un enrichissement plutôt faible en terres rares légères (fig. 2-26b); ces roches proviendraient donc d'une source mantellique caractéristique située sous la marge continentale actuelle, différente du manteau enrichi par un panache qui se trouve sous la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre (Pe-Piper et Jansa, 1987).

Des dykes de lamprophyre d'âge semblable s'observent sur la marge continentale des États-Unis à proximité de la cuvette de Baltimore (Schlee et al., 1976; Jansa et Pe-Piper, 1986). Il s'agit essentiellement de téphrite-basanite (fig. 2-25b) qui proviendrait du manteau et serait enrichie en terres rares légères et en éléments incompatibles, ce qui est tout à fait différent des matériaux mantelliques situés sous la marge canadienne (Pe-Piper et Jansa, 1987).

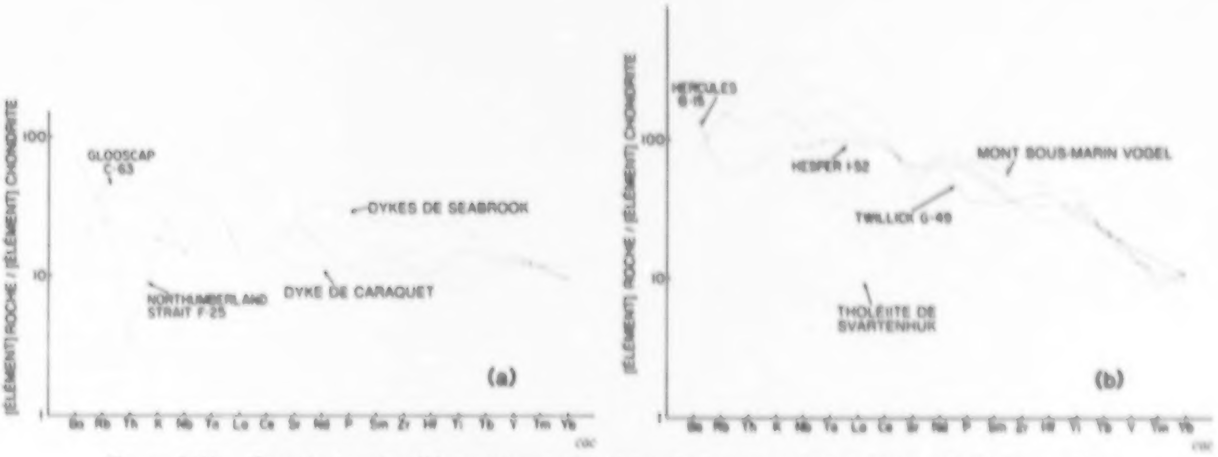


Figure 2-26. Données sur les éléments traces incompatibles provenant de roches volcaniques en mer et de certaines roches recueillies sur la terre ferme. Les éléments sont normalisés selon les valeurs de chondrite et reportés en ordre d'incompatibilité décroissante. D'après Thompson et al. (1984).
a) Roches volcaniques du Trias et du Jurassique précoce
b) Roches volcaniques du Jurassique tardif au Paléocène
Données tirées de Jansa et Pe-Piper (1986) et de Clarke et al. (1983); données inédites provenant de L.F. Jansa et G. Pe-Piper.

Province ignée du Québec et de la Nouvelle-Angleterre

La province ignée du Québec et de la Nouvelle-Angleterre (McHone et Butler, 1984) comprend de petits massifs intrusifs alcalins et de petits plutons dans les collines montérégiennes du sud-ouest du Québec et dans une vaste région de la Nouvelle-Angleterre. Des dykes de lamprophyre s'observent dans toute cette région. Les âges radiométriques vont de 85 à 135 Ma, et la plupart de 110 à 125 Ma (McHone et Butler, 1984). Géochimiquement, ces intrusions sont des roches hyperalcalines continentales typiques (Eby, 1985). L'emplacement de beaucoup d'intrusions semble être contrôlé par des failles limitant un graben (Philpotts, 1974).

Activité magmatique au Cénozoïque

Les témoins d'une activité volcanique au Cénozoïque ont été observés aux Bermudes (Hall et al., 1977) et des roches intrusives éocènes s'observent en Virginie (Dennison et Johnson, 1971). Aucune trace de volcanisme cénozoïque n'a été relevée sur la marge canadienne de l'Atlantique Nord central. Les roches fondues associées à une structure d'impact du Tertiaire précoce au puits Montagnais I-94, dans le sud-ouest de la plate-forme Néo-Écossaise (Jansa et Pe-Piper, 1987), avaient d'abord été interprétées, à tort, comme étant des roches volcaniques.

ORIGINE DU VOLCANISME CRÉTACÉ — POINT CHAUD OU RÉACTIVATION DE FRACTURES

Le rôle des panaches mantelliques et du volcanisme associé aux points chauds qui les accompagne est généralement reconnu en ce qui a trait à la formation de chaînes linéaires de monts sous-marins et au bombement de la croûte continentale au cours du rifting (notamment aux points triples). Le linéament (fig. 2-24) qui s'étend des monts White du New Hampshire à la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre a été généralement interprété comme résultant du passage de la plaque nord-américaine au-dessus d'un point chaud (Crough, 1981; Morgan, 1983). La chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre a également été interprétée comme résultant du volcanisme qui se serait produit le long d'une zone de fracture ouverte (Uchupi et al., 1970); la séquence des âges observés résulterait de la propagation vers le sud-est de l'extrémité de la fracture ouverte (Jansa et Pe-Piper, 1988).

Le débat portant sur l'origine de la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre peut également s'étendre à d'autres questions touchant l'origine d'autres formations volcaniques linéaires de la marge continentale, notamment la chaîne de monts de Terre-Neuve. Duncan (1984) a démontré que l'alignement prédit des points chauds qui bordent le centre et le sud de l'océan Atlantique correspond aux directions et aux âges des monts sous-marins observés (fig. 2-24). Il a montré qu'il existait un rapport entre la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre et les monts sous-marins Corner d'une part, et le mont sous-marin Great Meteor actuel d'autre part; de même pour la chaîne de monts de Terre-Neuve et le point chaud actuel des Canaries. Si l'on recule dans le temps, le point chaud actuel du Cap Vert se trouvait sous le banc de Georges au Jurassique tardif et dans les monts White au Trias.

La zone continentale qui se trouve dans le prolongement de la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre a connu une histoire thermique et ignée inhabituelle et correspond à une zone qui est aujourd'hui sismiquement active (Sbar et Sykes, 1973). La présence de flux thermiques élevés au Permien a remis les horloges radiométriques au zéro (Zartman et al., 1970). Les intrusions ignées du Permien-Trias et du Crétacé sont répandues (McHone et Butler, 1984) et le flux thermique élevé qui leur est associé a produit des anomalies de maturation thermique dans les strates paléozoïques (Nowlan et Barnes, 1987). Ces phénomènes peuvent résulter essentiellement d'éléments tectoniques profonds et permettent d'avoir accès aux magmas provenant du manteau (McHone et Butler, 1984) ou

encore de l'action successive des points chauds du Cap Vert et de Great Meteor (Crough, 1981).

Il semble encore plus certain que la réactivation des failles serait liée au volcanisme crétacé de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs le long des failles majeures pour lesquelles il n'existe aucune preuve géochimique ou spatiale d'activité du panache mantellique (Jansa et Pe-Piper, 1985). La chaîne de monts de Terre-Neuve est située dans le prolongement des unités volcaniques de la plate-forme continentale, à la rencontre des zones appalachiennes d'Avalon et de Meguma (Keen et al., le présent chapitre), et résulte donc probablement d'un volcanisme le long d'une fracture réactivée. Géochimiquement, ces monts sous-marins semblent présenter un plus faible enrichissement en éléments incompatibles, caractéristique du volcanisme de points chauds, que dans le cas des roches associées à la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre.

La réactivation des zones de fracture dans le cas des dykes de lamprophyre de la cuvette du canyon de Baltimore paraît une hypothèse solide. En effet, bien que ces roches présentent un enrichissement important en éléments incompatibles, elles ne s'alignent pas le long de trajectoires prévues de points chauds, et il n'existe aucune activité magmatique qui pourrait être liée spatialement à ce même point chaud hypothétique.

Il existe un parallèle étroit entre les principaux épisodes volcaniques et les variations majeures du déplacement des plaques. Par exemple, la séparation de la péninsule Ibérique et des Grands Bancs, et la dérive de la péninsule Ibérique il y a environ 115 Ma, correspondent aux principaux épisodes de volcanisme sur la plate-forme Néo-Écossaise; de même, l'ouverture de la mer du Labrador a débuté à peu près au même moment qu'a cessé le volcanisme à l'extrémité sud-est de la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre et des dykes ont été mis en place au puits Emerillon C-56 des Grands Bancs (Jansa et Pe-Piper, 1988).

En résumé, les principales étapes du soulèvement et du volcanisme sont probablement liées au mouvement des points chauds. Le passage fortuit de la région de la Nouvelle-Angleterre au-dessus des points chauds du Cap Vert et de Great Meteor a entraîné une longue histoire d'activité magmatique dans cette région. Cependant, la chronologie et l'emplacement des intrusions et du volcanisme sont aussi étroitement liés aux contraintes régionales dans la lithosphère, qui ne sont qu'en partie une conséquence de l'activité des points chauds et sont étroitement liées à la configuration des plaques. Il y a donc une étroite corrélation entre les variations du déplacement des plaques et les variations de l'activité magmatique, et une large part du volcanisme pourrait bien n'avoir aucun lien avec l'activité des points chauds.

OUVERTURE DE LA MER DU LABRADOR

Événements magmatiques dans le nord de Terre-Neuve et le sud du Labrador

De petites intrusions mafiques et ultramafiques dans la partie centrale de Terre-Neuve (fig. 2-24) correspondent aux premiers événements magmatiques associés au rifting des Grands Bancs et de la mer du Labrador. Le gabbro de Budgell Harbour (Helwig et al., 1974) a révélé des âges radiométriques de 135-155 Ma (Oxfordien-Tithonique) (Strong et Harris, 1974). Ce gabbro est associé à une configuration rayonnante de dykes de lamprophyres.

À la baie Ford, sur la côte du Labrador central (fig. 2-24), une brèche, datée par biostratigraphie au Jurassique précoce-Crétacé précoce, est croisée par des dykes de lamprophyre-carbonatite (King et McMillan, 1975). Les âges radiométriques varient de 145 ± 6 à 129 ± 6 Ma (Umpleby, 1979).

Essaims de dykes dans le sud-ouest du Groenland

Dans le sud-ouest du Groenland, il existe un important essaim de dykes, parallèle à la côte, qui date du Jurassique tardif (Watt, 1969). Il existe également des intrusions alcalines éparses (dykes de lamprophyre, filons-couches de kimberlite et un complexe de carbonatite) d'âge jurassique à crétacé précoce (Larsen et Moller, 1968; Larsen et al., 1983).

Volcanisme crétacé sur la plate-forme du Labrador

Dans sept puits forés dans le sud du bassin de Hopedale, sur la plate-forme du Labrador, des basaltes sont observés sous des roches sédimentaires crétacées. Leur âge radiométrique varie de 131 à 105 Ma (Néocomien à Albien). L'épaisseur des basaltes atteint plusieurs centaines de mètres; dans le puits Roberval K-92, elle dépasse 365 m. Les basaltes semblent s'être épanchés dans un milieu terrestre et leur surface est altérée et rougeâtre. Ils seraient de nature alcaline (Balkwill et McMillan, Partie 1 du chapitre 7). Le puits Indian Harbour M-52 contient des tufs à lapillis basiques altérés plus jeunes, datés à 90 ± 4 Ma (Umpleby, 1979).

Dans le bassin de Saglek, des coulées de basalte et des couches pyroclastiques ont été échantillonnées dans le puits Rut H-11. L'âge radiométrique d'une diabase intrusive est de 59 Ma (Paléocène), mais la principale séquence volcanique pourrait être plus ancienne. La présence d'anomalies sismiques indique que ces roches volcaniques pourraient être épaisses et répandues dans le nord de la plate-forme du Labrador.

Hinz et al. (1979) ont identifié un réflecteur plat marqué au-dessus de certaines portions de la marge continentale du nord de la mer du Labrador, qui représenterait peut-être des coulées basaltiques paléocènes. Ce réflecteur est semblable à celui attribué aux coulées basaltiques du plateau Vøring dans la mer de Norvège (Leg 104 Scientific Party, 1986). Ce réflecteur serait recouvert d'un shale de la Formation de Markland du Crétacé tardif (Balkwill et McMillan, Partie 1 du chapitre 7).

Volcanisme crétacé-paléocène sur la plate-forme sud-est de Baffin

L'étude des profils de sismique-réflexion indique que les roches volcaniques seraient très épaisses dans la plate-forme sud-est de Baffin, où des basaltes tholéiitiques à olivine ont été observés dans trois puits. Des basaltes dépassant 1 020 m d'épaisseur, dont l'âge radiométrique indique le Crétacé précoce (105-119 Ma), ont été prélevés dans le puits Hekja A-72. Des basaltes du Crétacé tardif ont été recoupés dans le puits Ralegh N-18 (83 Ma). Les parties supérieures de la succession volcanique au puits Gjoa G-37 sont intercalées dans une séquence paléogène et leur âge radiométrique est de 56 Ma; les parties inférieures datent probablement du Crétacé tardif. Des basaltes subaffleurants ont également été échantillonnés par MacLean et al. (1982) sur la plate-forme sud-est de Baffin.

Volcanisme du Paléocène précoce du détroit de Davis

Des roches volcaniques du tout début du Crétacé et du Tertiaire précoce, essentiellement des basaltes tholéiitiques, sont présentes dans le centre ouest du Groenland et dans la région du cap Dyer de l'île de Baffin (MacLean et al., Partie 2 du chapitre 7). Des basaltes recouvrent de larges secteurs du détroit de Davis et leur étendue a été cartographiée essentiellement à partir de leur signature magnétique (Park et al., 1971). L'empilement volcanique atteint 6 km d'épaisseur dans l'ouest du Groenland. Clarke (1977) a décrit une séquence de cinq unités, depuis la plus ancienne jusqu'à la plus jeune (fig. 2-25b) : 1) brèches et coulées volcaniques subaquatiques; 2) tholéiites à picrite et à olivine subaériennes; 3) tholéiites porphyriques à feldspath subaériennes; 4) trachyte et roches pyroclastiques intermédiaires à acides; et 5) dykes de lamprophyre. Les âges radiométriques des unités 1 à 4 vont de 51 à 63 Ma, correspondant au Paléogène précoce; les lamprophyres sont beaucoup plus jeunes (31-40 Ma, Parrott et Reynolds, 1975).

Les premières tholéiites à olivine (fig. 2-26b) sont très primitives et ont une composition qui s'apparente essentiellement à celle d'un basalte de dorsale médio-océanique. Les éléments traces (O'Nions et Clarke, 1972; Keen et Clarke, 1974; Clarke et al., 1983) semblent indiquer un apport de matériaux mantelliques enrichis, du type trouvé dans les points chauds. Carter et al. (1979) ont obtenu des compositions isotopiques semblables à celles des basaltes de l'Islande et caractéristiques de basalte de dorsale médio-océanique lié à un panache, tel que défini par LeRoex et al. (1984). Les tholéiites porphyriques à feldspath et les roches plus felsiques indiquent une différenciation par accumulation de phénocristaux d'olivine dans des chambres magmatiques situées près de la base de la croûte (Clarke, 1977).

Des basaltes tholéiitiques ont été observés dans deux puits forés sur la plate-forme du Groenland occidental (Rolle, 1985). Les basaltes subaquatiques épais du puits Nukik 2 datent probablement du Maastrichtien ou du Paléocène précoce (âges radiométriques de 62-68 Ma). D'épais basaltes subaériens découverts dans le puits Hellefisk 1 sont datés du Paléocène précoce (âges radiométriques de 53-54 Ma).

Points chauds, failles transformantes et évolution de la mer du Labrador

En raison de l'absence de chaînes de monts sous-marins bien définies et du peu de données géochimiques permettant de connaître l'activité volcanique autour de la mer du Labrador (avec l'exception notable du volcanisme paléocène du Groenland occidental), l'évaluation du rôle des points chauds et des zones de fracture est plus difficile que dans le cas de l'Atlantique central.

Duncan (1984) a lié l'activité intrusive alcaline jurassique dans le nord de Terre-Neuve et la chaîne de monts de Terre-Neuve au point chaud des îles Canaries. Morgan (1983) a établi des corrélations entre les intrusions alcalines du Groenland occidental (Juras...que et Crétacé précoce) et le point chaud de Madère (fig. 2-24).

La province volcanique thuléenne (Hall, 1981), qui traverse le détroit de Davis et le Groenland et s'étend jusqu'à l'Islande et à l'Écosse, résulterait du point chaud islandais (Hyndman, 1973); Keen et Clarke (1974) ont montré que des données portant sur les éléments traces permettaient d'appuyer cette hypothèse.

L'origine de l'épaisse séquence volcanique de la plate-forme sud-est de Baffin est liée à l'évolution structurale complexe de la partie nord de la mer du Labrador et du détroit de Davis (Keen et al., le présent chapitre) : bassins de coulissage (Klose et al., 1982) ou mouvement de failles transformantes ouvertes. En l'absence de données géochimiques pour la plate-forme sud-est de Baffin, il est difficile d'évaluer le rôle possible des points ch...uds dans le détroit de Davis, mais il est peu probable que l'important volcanisme qui s'est manifesté dans le détroit de Davis et sur la plate-forme sud-est de Baffin n'y soit pas lié d'une façon ou d'une autre.

RÉFÉRENCES

Amato, R.V. and Simonis, E.K.
1980 : Geologic and operational summary, COST No. 2-6-2 well, Georges Bank area, North Atlantic Ocean; United States Geological Survey, Open File Report 80-269, 116 p.

Amoco et al.
1972 : Cormorant N-83 : well history report by Amoco Canada Ltd.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada.
1973 : Spoonbill C-30 : well history report by Amoco Canada Ltd.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada.

Bellini, F.X., Corkum, D.H., and Stewart, A.J.
1982 : Geology of foundation excavations at Seabrook Station, Seabrook, New Hampshire; in Geotechnology in Massachusetts, ed. O.C. Farquar; University of Massachusetts, Amherst, Massachusetts, p. 109-117.

Burke, K.B.S., Hamilton, J.B., and Gupta, V.K.
1973 : The Caraquet dyke : its tectonic significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1760-1768.

Canterra et al.
1982 : Raleigh N-18 : well history report by Canterra Energy Ltd.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada.

Carter, S.R., Evensen, N.M., Hamilton, P.J., and O'Nions, R.K.
1979 : Basalt magma sources during the opening of the North Atlantic; Nature, v. 281, p. 28-30.

Clarke, D.B.
1977 : The Tertiary volcanic province of Baffin Bay; Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 445-460.

Clarke, D.B., Muecke, G.K., and Pe-Piper, G.
1983 : The lamprophyres of Ubekendt Ejland, west Greenland : products of renewed partial melting or extreme differentiation; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 83, p. 117-127.

Crough, S.T.
1981 : Mesozoic hotspot epeirogeny in eastern North America; Geology, v. 9, p. 2-6.

de Boer, J.Z. and Snider, F.G.
1979 : Magnetic and chemical variations of Mesozoic diabase dikes from eastern North America : evidence for a hot spot in the Carolinas; Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 185-198.

Dennison, J.J. and Johnson, R.W., Jr.
1971 : Tertiary intrusions and associated phenomena near the Thirty-eighth Parallel Fracture Zone in Virginia and West Virginia; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 501-508.

Dostal, J. and Dupuy, C.
1984 : Geochemistry of North Mountain basalts (Nova Scotia, Canada); Chemical Geology, v. 45, p. 245-261.

Duncan, R.A.
1984 : Age progressive volcanism in the New England Seamounts and the opening of the Central Atlantic Ocean; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 9980-9990.

Eastcan et al.
1975 : Snorri J-90 : well history report by Eastcan Ltd.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada.
1979 : Roberval K-92 : well history report by Eastcan Ltd.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada.

Eby, G.N.
1985 : Monteregian Hills II. Petrography, major and trace element geochemistry and strontium isotope chemistry of the eastern intrusions : Mounts Shefford, Brome and Megantic; Journal of Petrology, v. 26, p. 418-448.

Emergy, K.O. and Uchupi, E.
1984 : The Geology of the Atlantic Ocean; Springer Verlag, 1050 p.

Fitton, J.G. and Dunlop, H.M.
1985 : The Cameroon line, West Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt; Earth and Planetary Science Letters, v. 72, p. 23-38.

Foland, K.A. and Faul, H.
1977 : Ages of White Mountain intrusives — New Hampshire, Vermont and Maine, U.S.A.; American Journal of Science, v. 280-A, p. 888-904.

Folger, D.W., Hathaway, J.C., Christopher, R.A., Valentine, R.C., and Poag, C.W.
1978 : Stratigraphic test well, Nantucket Island, Massachusetts; United States Geological Survey, Circular 773, 28 p.

Grant, A.C.
1979 : Geophysical observations bearing upon the origin of the Newfoundland Ridge; Tectonophysics, v. 59, p. 71-81.

Greenough, J.D. and Papezik, V.S.
1986 : Petrology and geochemistry of early Mesozoic Caraquet dyke, New Brunswick, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 193-201.

Hall, J.M.
1981 : The Thulean volcanic line; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 231-244.

Hall, J.M., Barrett, D.L., and Keen, C.E.
1977 : The volcanic layer of the ocean crust adjacent to Canada — A review; Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 425-444.

Helwig, J.A., Aronson, J., and Day, D.S.
1974 : A late Jurassic mafic pluton in Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1314-1319.

Hermes, O.D., Rao, J.M., Dickenson, M.P., and Pierce, T.A.
1984 : A transitional alkalic dolerite dike suite of Mesozoic age in southeastern New England; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 86, p. 386-397.

Hinz, K., Schluter, H.U., Grant, A.C., Srivastava, S.P., Umpleby, D., and Woodside, J.
1979 : Geophysical transects of the Labrador Sea : Labrador to Southwest Greenland; Tectonophysics, v. 59, p. 151-183.

Hodych, J.P. and Hyatsu, A.
1980 : K-Ar isochron age and paleomagnetism of diabase along the trans-Avalon aeromagnetic lineament evidence of Late Triassic rifting in Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 491-499.

Houghton, R.L.
1979 : Petrology and geochemistry of basaltic rocks recovered on Leg 43 of the Deep Sea Drilling Project; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 43, eds. B.E. Tucholke, P.R. Vogt et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 43, p. 721-738.

Husky Bow Valley et al.
1984 : Ghoseap C-63 well history report by Husky Bow Valley Ltd.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada.

Hyatsu, A.
1979 : K-Ar isochron age of the North Mountain Basalt, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 973-975.

Hyndman, R.D.
1973 : Evolution of the Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 637-644.

Jansa, L.F. and Pe-Piper, G.
1985 : Early Cretaceous volcanism on the northeastern American margin and implications for plate tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 83-91.
1986 : Geology and geochemistry of middle Jurassic and Early Cretaceous igneous rocks on the eastern North American continental shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1351, 71 p.
1987 : Identification of an underwater extraterrestrial impact crater; Nature, v. 327, p. 612-614.
1988 : Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along Eastern North American Continental Margin; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 72, p. 347-366.

Johnson, G.L., Srivastava, S.P., Campsie, J., and Rasmussen, M.
1982 : Volcanic rocks in the Labrador Sea and environs and their relation to the evolution of the Labrador Sea; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 7-20.

Keen, M.J. and Clarke, D.B.
1974 : Tertiary basalts in Baffin Bay : geochemical evidence for a fossil hot spot; in Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area, ed. L. Kristjansson; D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, The Netherlands, p. 127-137.

King, A.F. and McMillan, N.J.
1975 : A mid-Mesozoic breccia from the coast of Labrador; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 44-51.

Klitgord, K. and Schouten, H.
1986 : Plate kinematics of the central Atlantic; in The Geology of North America, Volume M : The Western North Atlantic Region, ed. P.R. Vogt and B.E. Tucholke; Geological Society of America, The Geology of North America, v. M, p. 351-378.

Klose, G.W., Malterre, E., McMillan, N.J., and Zinkan, C.G.
1982 : Petroleum exploration offshore southern Baffin Island, northern Labrador Sea, Canada; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 233-244.

Lambert, R.St J., Pe-Piper, G., and Jansa, L.F.
1988 : Sr, Nd and Pb isotopic data for Mesozoic volcanic suites on the eastern North American continental margin; Geological Association of Canada — Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, St. John's, v. 13, p. A71.

Larsen, L.M., Rex, D.C., and Secher, K.
1983 : The age of carbonatites, kimberlites and lamprophyres from southern West Greenland : recurrent alkaline magmatism during 2500 million years; Lithos, v. 16, p. 215-221.

Larsen, O. and Moller, J.
1968 : Potassium argon age studies in West Greenland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 683-691.

Leg 104 Scientific Party
1986 : Dipping reflectors in the Norwegian Sea ODP Leg 104 drilling results; Journal of the Geological Society of London, v. 143, p. 911-912.

LeRoex, A.P., Dick, H.J.B., Erlank, A.J., Reid, A.M., Frey, F.A., and Hart, S.R.
1984 : Geochemistry, mineralogy, and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11° East; Journal of Petrology, v. 24, p. 267-318.

MacLean, B., Srivastava, S.P., and Haworth, R.T.
1982 : Bedrock structures off Cumberland Sound, Baffin Island Shelf : core sample and geophysical data; Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir 8, p. 279-295.

Manspeizer, W., Puffer, J.H., and Cousminer, H.L.
1978 : Separation of Morocco and eastern North America : a Triassic-Liassic stratigraphic record; Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 910-920.

May, P.R.
1971 : Pattern of Triassic-Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of predrift positions of continents; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 1285-1291.

McHone, J.G.
1981 : Comment on «Mesozoic hotspot epeirogeny in eastern North America»; Geology, v. 9, p. 341-343.

McHone, J.G. and Butler, J.R.
1984 : Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 757-765.

Mobil et al.
1975 : Chinampas N-37 : well history report by Mobil Canada Ltd.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada.

Morgan, W.J.
1983 : Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic; Tectonophysics, v. 94, p. 123-139.

Nowlan, G.S. and Barnes, C.R.
1987 : Thermal maturation of Paleozoic strata in eastern Canada from conodont colour alteration index (CAI) data with implications for burial history, tectonic evolution, hotspot tracks and mineral and hydrocarbon exploration; Geological Survey of Canada, Bulletin 367, 47 p.

O'Nions, R.K. and Clarke, D.B.
1972 : Comparative trace element geochemistry of Tertiary basalts from Baffin Bay; Earth and Planetary Science Letters, v. 15, p. 436-446.

Papezik, V.S. and Barr, S.M.
1981 : The Shelburne dike, an early Mesozoic diabase dike in Nova Scotia : mineralogy, chemistry and regional significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1346-1355.

Papezik, V.S. and Hodych, J.P.
1980 : Early Mesozoic diabase dikes of the Avalon Peninsula, Newfoundland : petrochemistry, mineralogy and origin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1417-1430.

Park, I., Clarke, D.B., Johnson, J., and Keen, M.J.
1971 : Seaward extension of the West Greenland Tertiary volcanic province; Earth and Planetary Science Letters, v. 10, p. 235-238.

Parrott, R.J.E. and Reynolds, P.H.
1975 : Ar40/Ar39 geochronology : age determinations from the Labrador Sea area; Geological Society of America, Abstracts with Program, v. 7, p. 835.

Pe-Piper, G. and Jansa, L.F.
1986 : Triassic olivine-normative diabase from Northumberland Strait, eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1013-1021.
1987 : Geochemistry of Late Jurassic-Early Cretaceous igneous rocks on the eastern North American margin; Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 803-813.

Philpotts, A.R.
1974 : The Monteregian Province; in The Alkaline Rocks, ed. H. Sorenson; John Wiley and Sons, New York, p. 293-310.

Ragland, P.C., Hatcher, R.D., and Whittington, D.
1983 : Juxtaposed Mesozoic diabase dykes sets from the Carolinas : A preliminary assessment; Geology, v. 11, p. 394-399.

Rolle, F.
1985 : Late Cretaceous-Tertiary sediments offshore central West Greenland : lithostratigraphy, sedimentary evolution, and petroleum potential; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1001-1019.

Sbar, M.L. and Sykes, L.R.
1973 : Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America : an example of intraplate tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 1861-1882.

Schlee, J., Behrendt, J.C., Grow, J.A., Robb, J.M.N., Mattick, R.E., Taylor, P.T., and Lawson, B.J.
1976 : Regional geologic framework off northeastern United States; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 926-951.

Smith, R.C., Rose, A.W., and Lanning, R.M.
1975 : Geology and geochemistry of Triassic diabase in Pennsylvania; Geological Society of America, v. 86, p. 943-955.

Stevens, G.
1980 : Trip 8 : Mesozoic vulcanism and structure Northern Bay of Fundy region, Nova Scotia; Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Fieldtrip Guidebook, Halifax, Nova Scotia, 41 p.

Strong, D.F. and Harris, A.
1974 : The petrology of Mesozoic alkaline intrusives of central Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1208-1219.

Sullivan, K.D. and Keen, C.E.
1977 : Newfoundland Seamounts : petrology and geochemistry; Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 461-476.

Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.N., and Parry, S.J.
1984 : An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis : an elemental approach; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 310, p. 549-590.

Uchupi, E., Phillips, J.D., and Prada, K.E.
1970 : Origin and structure of the New England Seamount Chain; Deep Sea Research, v. 17, p. 483-494.

Umpleby, D.
1979 : Geology of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 79-13, 39 p.

van Hinte, J.E.
1976 : A Jurassic time scale; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 489-497.

Vogt, P.R. and Tucholke, B.E.
1979 : The New England Seamounts : testing origins; Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 43, p. 847-856.

Watt, W.S.
1969 : The coast parallel dike swarm of southwest Greenland in relation to the opening of the Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1320-1321.

Weigand, P.W. and Ragland, P.C.
1970 : Geochemistry of Mesozoic dolerite dykes from eastern North America; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 29, p. 195-214.

Zanettin, B.
1984 : Proposed new chemical classification of volcanic rocks; Episodes, v. 7, p. 19-20.

Zartman, R.E., Hurley, P.M., Krueger, H.W., and Giletti, B.J.
1970 : A Permian disturbance of K-Ar radiometric ages in New England : Its occurrence and cause; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3359-3374.

Adresse des auteurs

G. Pe-Piper
St. Mary's University
Halifax, Nova Scotia
B3H 3C3

D.J.W. Piper
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

M.J. Keen
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

N.J. McMillan
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

Imprimé au Canada

Chapitre 3

BIOSTRATIGRAPHIE ET ÉTUDES CONNEXES

Introduction
  Groupes de fossiles

Historique

Paléozoïque
  Paléozoïque précoce
  Paléozoïque tardif

Palynologie du Mésozoïque-Cénozoïque
  Plate-forme Néo-Écossaise — Grands Bancs
  Plate-forme du Labrador

Foraminifères et ostracodes du Mésozoïque-Cénozoïque
  Plate-forme Néo-Écossaise — Grands Bancs
  Plate-forme nord-est de Terre-Neuve — Plate-forme du Labrador

Autres groupes de microfossiles
  Calpionelles du Jurassique-Crétacé
  Nannoplancton calcaire du Crétacé
  Diatomées du Tertiaire

Paléoenvironnements, lithostratigraphie et fluctuations eustatiques
  Trias
  Jurassique
  Crétacé précoce
  Crétacé tardif
  Tertiaire

Paléoprovincialisme des dinokystes
  Jurassique
  Crétacé
  Cénozoïque

Conclusions et recommandations

Remerciements

Références

Chapitre 3

BIOSTRATIGRAPHIE ET ÉTUDES CONNEXES

G. L. Williams, P. Ascoli, M.S. Barss, J.P. Bujak, E.H. Davies, R.A. Fensome et M.A. Williamson

INTRODUCTION

La biostratigraphie des régions situées au large de la côte Est du Canada a été établie à partir d'une étude des puits d'exploration forés dans le bassin de Terre-Neuve Est et les bassins Néo-Écossais, de Jeanne d'Arc, de Saglek, de la Madeleine et de Hopedale (fig 3-1a, b). Les roches sédimentaires de ces bassins et des autres bassins extracôtiers couvrent presque tout le Phanérozoïque (fig. 3-2) et se sont accumulées dans un vaste éventail de paléoenvironnements, allant de milieux continentaux à abyssaux. Les échantillons à l'étude ont été prélevés par benne ou par dragage, mais proviennent généralement de sondages ou de puits d'exploration. Les carottes ont été recueillies au moyen de sondes immergées, telle la sonde de l'Institut Bedford (voir le chapitre 1), ou par un navire de forage comme le CALDRILL en 1965 (Williams et Brideaux, 1975). Les échantillons de puits sont de trois types : carottes traditionnelles (rares), carottes latérales (plus fréquentes) et déblais de forage (les plus abondants).

Vu la nécessité d'utiliser des déblais de forage dans la plupart des analyses, les différentes zonations biostratigraphiques sont généralement établies en fonction du niveau de présence stratigraphique le plus élevé des taxons. Par conséquent, presque toutes les zonations actuelles sont basées sur le niveau de dernière présence ou LAD (Last Appearance Datum) (Berggren et Van Couvering, 1978), et non sur les séquences évolutives ou les lignées. Le niveau de première apparition des taxons ou FAD (First Appearance Datum) (Berggren et Van Couvering, 1978) est rarement utilisé en raison du contrôle inadéquat des carottes latérales et traditionnelles. Contrairement aux déblais de forage, qui peuvent être contaminés par mélange, ces échantillons fournissent des données fiables sur l'apparition des taxons.

De nombreux spécialistes ont participé à la rédaction du présent chapitre, soit M.S. Barss (spores et pollens du Paléozoïque tardif); P. Ascoli (foraminifères et ostracodes du Mésozoïque-Cénozoïque et calpionelles du Jurassique tardif-Crétacé précoce); M.A. Williamson (foraminifères du Jurassique tardif-Crétacé); J.P. Bujak (dinoflagellés, pollens et spores du Mésozoïque-Cénozoïque); E.H. Davies (dinoflagellés, spores et pollens du Mésozoïque); R.A. Fensome (dinoflagellés, pollens et spores du Mésozoïque); et G.L. Williams (dinoflagellés, pollens et spores du Mésozoïque-Cénozoïque).

Williams, G.L., Ascoli, P., Barss, M.S., Bujak, J.P., Davies, E.H., Fensome, R.A. et Williamson, M.A.
1990: Biostratigraphie et études connexes; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 3, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n°2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

Groupes de fossiles

Deux groupes de microfossiles à paroi organique, soit les acritarches et les chitinozoaires, sont utilisés pour corréler les roches du Paléozoïque inférieur au large de la côte Est du Canada. Les roches trémadociennes des Grands Bancs et de la plate-forme du Labrador sont les plus anciennes roches de ce genre à être datées avec précision. Les roches du Paléozoïque supérieur des Grancs Bancs et de la plate-forme du Labrador renferment également des microfossiles à paroi organique, notamment des spores (fig. 3-3). Ces palynomorphes ont permis d'établir des corrélations avec les séquences côtières dévono-carbonifères de la Nouvelle-Écosse et du Nouveau-Brunswick.

Les roches sédimentaires du Mésozoïque-Cénozoïque sont présentes tout le long de la marge continentale de l'Est du Canada. Souvent intersectées lors des sondages d'exploration, elles ont fait l'objet d'études très détaillées. Les trois groupes de microfossiles généralement utilisés pour dater les différentes couches sont les palynomorphes, les foraminifères et les ostracodes. Les palynomorphes comprennent les spores, les pollens et les dinoflagellés. Les foraminifères se divisent en trois groupes : planctoniques, benthiques calcaires et benthiques agglutinants. Les organismes nannoplanctoniques à test calcaire, les calpionelles et les diatomées sont d'autres groupes parfois utilisés (fig. 3-3).

Les fossiles utilisés aux fins de datation varient généralement selon le milieu de dépôt. Les spores et les pollens permettent de dater les sédiments terrestres, margino-marins et épinéritiques; les ostracodes sont particulièrement utiles pour dater les sédiments margino-marins ou épinéritiques, tandis que les foraminifères et les dinoflagellés sont utilisés pour déterminer l'âge des sédiments néritiques. Enfin, les nannofossiles et les foraminifères sont très utiles en milieu bathyal et abyssal. L'intégration de toutes les données a permis de diviser les zones par étage au moins pour la majorité du Mésozoïque, et par sous-époque pour le Cénozoïque. Il n'est pas toujours possible d'établir une zonation plus précise avec les méthodes d'analyse actuelles des échantillons.

HISTORIQUE

Les zonations biostratigraphiques établies dans le présent chapitre sont en partie régionales, en partie cosmopolites. La nomenclature géochronologique reprend celle qui est utilisée dans l'échelle chronologique de la Décennie de la géologie nord-américaine (Palmer, 1983), laquelle repose principalement sur l'échelle géochronologique européenne. Le présent chapitre décrit brièvement les zonations de microfossiles dans le Phanérozoïque au large de la côte Est du Canada. Pour une étude plus détaillée, le lecteur est invité à consulter les ouvrages de Hacquebard (1972), de Williams (1975), d'Ascoli (1976) ou de Williams et Bujak (1985) ou les tableaux 3-1 et 3-2.

Aucune zonation formelle n'a été proposée pour le Paléozoïque. Les âges attribués sont basés plutôt sur la corrélation des acritarches et des chitinozoaires avec des associations du même âge, observées dans des coupes en Europe et dans l'est de l'Amérique du Nord. La terminologie stratigraphique européenne est utilisée dans tous les cas. Dans le Dévonien et le Carbonifère, le contrôle est basé sur les zonations des spores établies par Barss et Hacquebard (1967) et Barss (dans Hacquebard, 1972) pour les bassins sédimentaires côtiers de la Nouvelle-Écosse et du Nouveau-Brunswick.

En règle générale, les zonations du Mésozoïque-Cénozoïque sont régionales (tableaux 3-1 et 3-2). La zonation des palynomorphes établie par Williams (1975) et Bujak et Williams (1977) est applicable principalement à la plate-forme Néo-Écossaise. Elle a été utilisée pour corréler les puits des Grands Bancs, mais ne peut s'appliquer aux puits forés à l'est et au nord du soulèvement d'Avalon (carte 1706A, en pochette). L'étude de ces puits permet d'affiner les zonations polliniques du Jurassique tardif-Crétacé précoce dans le bassin de Jeanne d'Arc (présent chapitre). La zonation informelle des palynomorphes du Tertiaire de la plate-forme du Labrador, proposée par Gradstein et Williams (1976) et modifiée par Williams et Bujak (1977a), a été améliorée grâce à l'application du programme RASC (Rank and Scaling Program) par Gradstein et Agterberg (1982) et D'Iorio (1986).

Les zonations des foraminifères du Mésozoïque-Cénozoïque comprennent une division tripartite fondée sur les foraminifères planctoniques, les foraminifères benthiques calcaires et les foraminifères benthiques agglutinants. Ascoli (1976) a proposé une zonation semblable pour le Bathonien-Miocène tardif de la plate-forme Néo-Écossaise, notamment par l'utilisation de cénozones. La zonation des foraminifères planctoniques repose en grande partie sur les répartitions stratigraphiques des taxons données par Postuma (1971). La zonation d'Ascoli (1976) a été modifiée ultérieurement (Ascoli, 1981, 1984; Ascoli et al. 1984). Les zonations planctoniques sont présentées dans le présent chapitre. Gradstein et Agterberg (1982) ont établi une zonation basée sur les foraminifères planctoniques et benthiques dans le Tertiaire du bassin Néo-Écossais.

Des zonations des foraminifères dans le Mésozoïque des Grands Bancs ont été proposées par Exton et Gradstein (1984) qui ont défini trois zones dans le Jurassique précoce; par Gradstein (1976, 1978) qui a reconnu huit zones dans le Jurassique; et par Williamson (1987) qui a identifié onze zones dans le Crétacé. Gradstein et Agterberg (1982) ont reconnu neuf zones dans le Tertiaire du secteur nord des Grands Bancs et de la plate-forme du Labrador, d'après les successions optimales et les taxons. L'aire d'étude de Gradstein et Agterberg (1982) a été élargie par Gradstein (1985) de façon à inclure d'autres puits.

Gradstein et Williams (1976) ont publié une zonation pour la toute fin du Crétacé et le Tertiaire de la plate-forme du Labrador. La zonation des foraminifères a été affinée par Gradstein et Srivastava (1980) et par Gradstein et Agterberg (1982). À l'aide des données sur les foraminifères de Gradstein et des données palynologiques de Williams, D'Iorio (1986) a déterminé la succession optimale de 78 taxons et identifié neuf événements dans le Tertiaire de la plate-forme du Labrador. Les méthodes stratigraphiques quantitatives sont donc très utiles pour affiner les zonations qualitatives.

Les ostracodes ont également été utilisés pour la zonation du Mésozoïque de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs, notamment par Ascoli (1976, 1981). En raison de leur rareté au Tertiaire, les ostracodes ne peuvent servir à établir une zonation durant cette période.

D'autres zonations dans le Mésozoïque-Cénozoïque au large de la côte Est du Canada ont été utilisées à des fins plus spécifiques. Jansa et al. (1980) ont appliqué la zonation des calpionelles téthysiennes de la fin du Tithonique-tout début du Berriasien établie par Remane (1964) à des coupes du même âge dans certains puits de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs. Ascoli et al. (1984) ont étendu cette application au Berriasien tardif-Valanginien précoce.

Le nannoplancton a été largement utilisé par les micropaléontologistes des sociétés pétrolières pour établir la zonation du Mésozoïque-Cénozoïque mais les résultats n'ont pas été publiés. Les seules données disponibles sont celles de Doeven (1983) qui a subdivisé l'Albien-Maastrichtien en 16 zones. Des méthodes qualitatives et quantitatives ont été utilisées pour classer les données.

Les diatomées sont d'autres microfossiles utilisés dans les études stratigraphiques du Cénozoïque au large de la côte Est du Canada. Thomas et Gradstein (1981) ont signalé la présence de *Coscinodiscus* dans le Tertiaire de 16 puits. Leurs conclusions sont analysées dans la section consacrée à la paléoécologie.

PALÉOZOÏQUE

Paléozoïque précoce

Les roches du Paléozoïque inférieur abondent au large de la côte Est du Canada mais ne sont datées avec précision qu'à certains endroits. En raison de la petite taille des carottes et des déblais de forage, les macrofossiles ne peuvent servir à des fins de corrélation; il faut donc utiliser des microfossiles.

Les conodontes sont peut-être les microfossiles les plus utiles pour reconstituer la biostratigraphie du Paléozoïque précoce. Malheureusement, des échantillons de grande taille sont généralement requis pour récupérer de bons spécimens; l'utilisation de conodontes a donc été limitée dans le milieu extracôtier. Les microfossiles à paroi organique, les acritarches et les chitinozoaires ont donné de meilleurs résultats. Ces microfossiles peuvent être récupérés dans de très petits échantillons de roche (quelques grammes) et montrent une évolution rapide, ce qui en fait d'excellents fossiles repères.

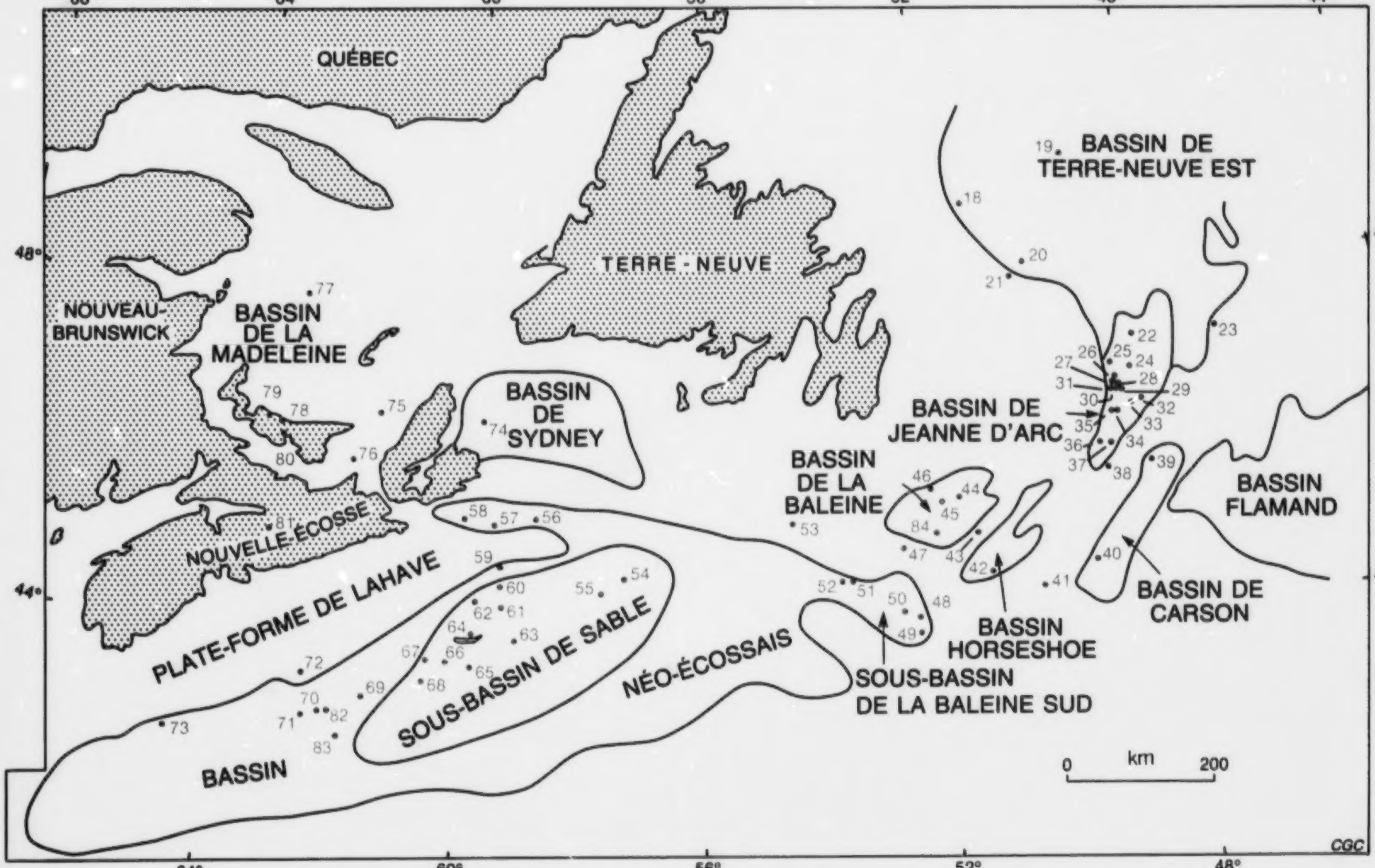


Figure 3-1a. Carte de la partie sud de la région à l'étude (plate-forme Néo-Écossaise, golfe du Saint-Laurent, baie de Fundy, les Grands Bancs, secteur au large de la côte nord-est de Terre-Neuve), montrant l'emplacement des puits pour lesquels des données biostratigraphiques ont été recueillies. Les puits sont numérotés comme suit : Acadia K-62, 83; Adolphus D-50, 24; Argo F-38, 56; Ben Nevis I-45, 32; Bittern M-62, 42; Bjarni H-81, 8; Blue H-28, 19; Bonavista C-99, 18; Bonnition H-32, 39; Bradelle L-49, 77; Brant P-87, 50; Cartier D-70, 11; Coot K-56, 46; Cormorant N-83, 37; Cree E-35, 67; Cumberland B-55, 20; Dauntless D-35, 54; Dominion O-23, 22; East Point E-49, 75; Egret K-36, 34; Egret N-46, 35; Eider M-75, 45; Eurydice P-36, 58; Fox I-22, 57; Flying Foam I-13, 25; Freydis B-87, 15; Gabriel C-60, 23; Gannet O-54, 47; Gjoa G-37, 1; Glooscap C-63, 82; Green Gables No. 1, 78; Gudrid H-55, 9; Hare Bay E-21, 17; Hebron I-13, 33; Hekja A-72, 2; Herjolf M-92, 7; Hermine E-94, 53; Heron H-73, 49; Hibernia B-08, 28; Hibernia K-18, 27; Hibernia G-55, 31; Hibernia O-35, 30; Hibernia P-15, 29; Hopedale E-33, 6; Indian Harbour M-52, 14; Irishtown No. 1, 79; Iroquois J-17, 62; Jaeger A-49, 47; Karlsefni A-13, 3; Kittiwake P-11, 51; Leif E-38, 12; Leif M-48, 13; Linnet E-63, 21; MicMac H-86, 60; Missisauga H-54, 61; Moheida P-15, 70; Mohican I-100, 71; Mohawk B-93, 73; Murre G-67, 36; Naskapi N-30, 72; Nautilus C-92, 26; North Sydney P-05, 74; Northumberland St. F-25, 76; Oneida 0-25, 69; Onondaga E-84, 66; Osprey H-84, 40; Phalarope P-62; 43; Primrose A-41, 63; Puffin B-90, 52; Razorbill F-54, 84; Roberval K-92, 10; Sable Island C-67, 64; Sachem D-76, 55; Sandpiper J-77, 44; Skolp E-07, 4; Snorri J-90, 5; Spoonbill C-30, 38; sondage Stewiake, 81; Tors Cove D-52, 48; Triumph P-50, 65; Tyrone No. 1, 80; Verrazano L-77, 16; Wenonah J-75, 68; Wyandot E-53, 59.

L'importance de l'âge des associations d'acritarches a été démontrée dans le cadre d'études des puits forés sur les Grands Bancs et la plate-forme du Labrador. Les plus anciennes roches sédimentaires connues se trouvent dans le puits Hopedale E-33 (fig. 3-1a, b) où l'intervalle entre 1 985 et 1 995 m date du Trémadocien; les associations qu'elles contiennent sont comparables aux faunes trémadociennes décrites par Martin (1968). Trois puits de la plate-forme du Labrador (Freydis B-87, Hopedale E-33 et Indian Harbour M-52) et trois puits des Grands Bancs (Cumberland B-55, Linnet E-63 et Phalarope P-62) ont recoupé des roches ordoviciennes (Jenkins, 1984; Jenkins dans Barnes et al., 1981; King et al., 1986). Les roches de l'Ordovicien inférieur recoupées de 3 952 à 3 957 m (de 12 966 à 12 982 pi) dans le puits Indian Harbour M-52 renfermaient des scolécodontes, des conodontes et des acritarches. Dans le puits Phalarope P-62, entre 2 969 et 3 074 m (9 740 et 10 085 pi), les acritarches de l'intervalle Trémadocien-Arénigien ont montré des affinités avec des associations du même âge du Maroc et de la Bohême (Jenkins, 1984). Dans le puits Freydis B-87, l'intervalle entre 1 932,4 et 2 313,4 m (6 340 et 7 590 pi) a été daté du Caradocien-Ashgillien tardif d'après son contenu en chitinozoaires et en acritarches, par opposition à l'âge caradocien moyen à tardif attribué par Jenkins (dans Barnes et al., 1981). La sédimentation aurait eu lieu en milieu marin au cours de l'Ordovicien.

D'autres roches présumément ordoviciennes ont été recoupées dans les puits Gudrid H-55 et Roberval K-92 sur la plate-forme du Labrador. Des séquences de dolomies renferment des microfossiles à paroi organique qui s'échelonnent du Dévonien et du Carbonifère (Viséen et Westphalien) jusqu'au Mésozoïque (Jenkins, 1984). L'âge carbonifère a été confirmé par Barss et al. (1979) et Barss (communication personnelle) qui rapportent au Westphalien D-Stéphanien la dolomie présente dans le puits Gudrid (de 2 677,8 à 2 677,9 m; de 8 785,3 à 8 785,6 pi) et dans le puits Roberval (de 3 578,7 à 3 870,3 m). Toutefois, des études pétrographiques et palynologiques détaillées ont révélé que les palynomorphes ont été remaniés.

Legault (1982) a observé plusieurs espèces d'acritarches et deux espèces de chitinozoaires dans un échantillon de dragage prélevé sur le dôme Orphan. Elle a estimé que les associations de palynomorphes datent de l'Ordovicien tardif (Caradocien-Ashgillien).

Aucune donnée n'a été publiée sur la composition des associations de chitinozoaires et d'acritarches reconnues dans les carottes prélevées sur les Grands Bancs et décrites par Jenkins (dans Barnes et al., 1981) et King et al. (1986). Toutefois, selon ces auteurs, les associations de microfossiles présentent des affinités avec les associations européennes du même âge, de sorte que le contrôle est déduit par extrapolation des stratotypes.

Paléozoïque tardif

La biostratigraphie des roches du Paléozoïque supérieur dans la région à l'étude repose principalement sur les spores. La zonation utilisée (fig. 3-4) a été initialement proposée par Barss et Hacquebard (1967) et Hacquebard (1972). Elle a été établie à l'aide d'échantillons prélevés dans des coupes de surface dont la lithostratigraphie est étudiée au chapitre 4.

Groupe de Horton

Les roches du Dévonien-Tournaisien de la région atlantique du Canada comprennent le Groupe de Horton qui affleure au Nouveau-Brunswick et en Nouvelle-Écosse; des équivalents latéraux se rencontrent dans le sud-ouest de Terre-Neuve (chapitre 4). Ces roches, d'abord désignées sous le nom de « Série de Horton Bluffs » par Dawson (1873), puis de « Série de Horton » par Bell (1929), sont maintenant appelées « Groupe de Horton », conformément aux directives de la *North American Commission on Stratigraphic Nomenclature* (1983). Même si aucun stratotype n'a été désigné, la coupe de Horton Bluff dans le comté de Kings, en Nouvelle-Écosse, a été considérée comme tel. Des roches plus anciennes que celles de la coupe de Horton Bluff ont été incluses dans le Groupe de Horton par Hacquebard (1972). Les deux plus anciennes zones à spores du groupe sont les zones *A* et *B* d'âge dévonien (Hacquebard, 1972). La désignation des zones par des lettres (Hacque-

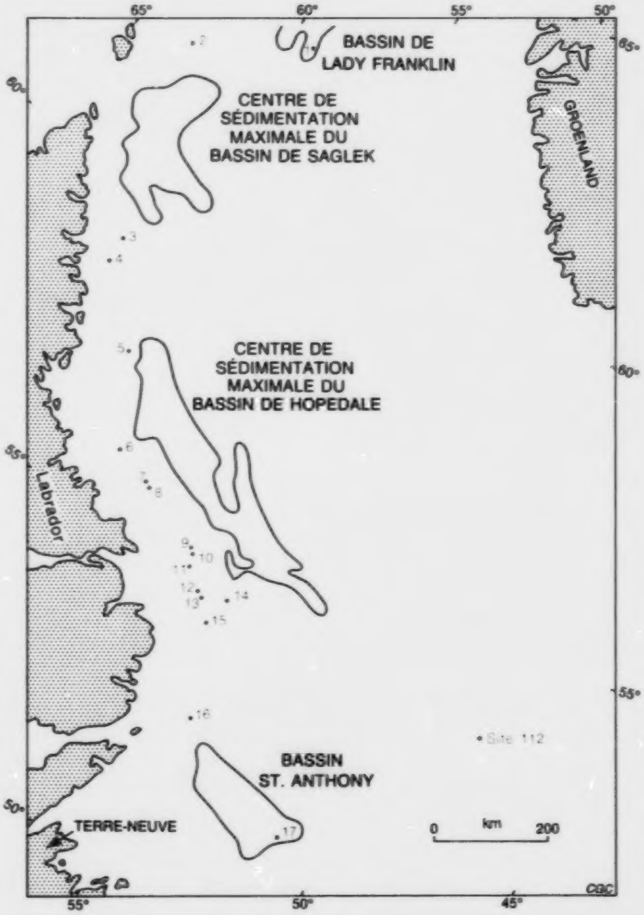


Figure 3-1b. Carte de la partie nord de la région à l'étude (marge du Labrador), montrant l'emplacement des puits et des sites du DSDP et du PSFM pour lesquels des données biostratigraphiques ont été recueillies. Les puits numérotés sont énumérés à la figure 3-1a.

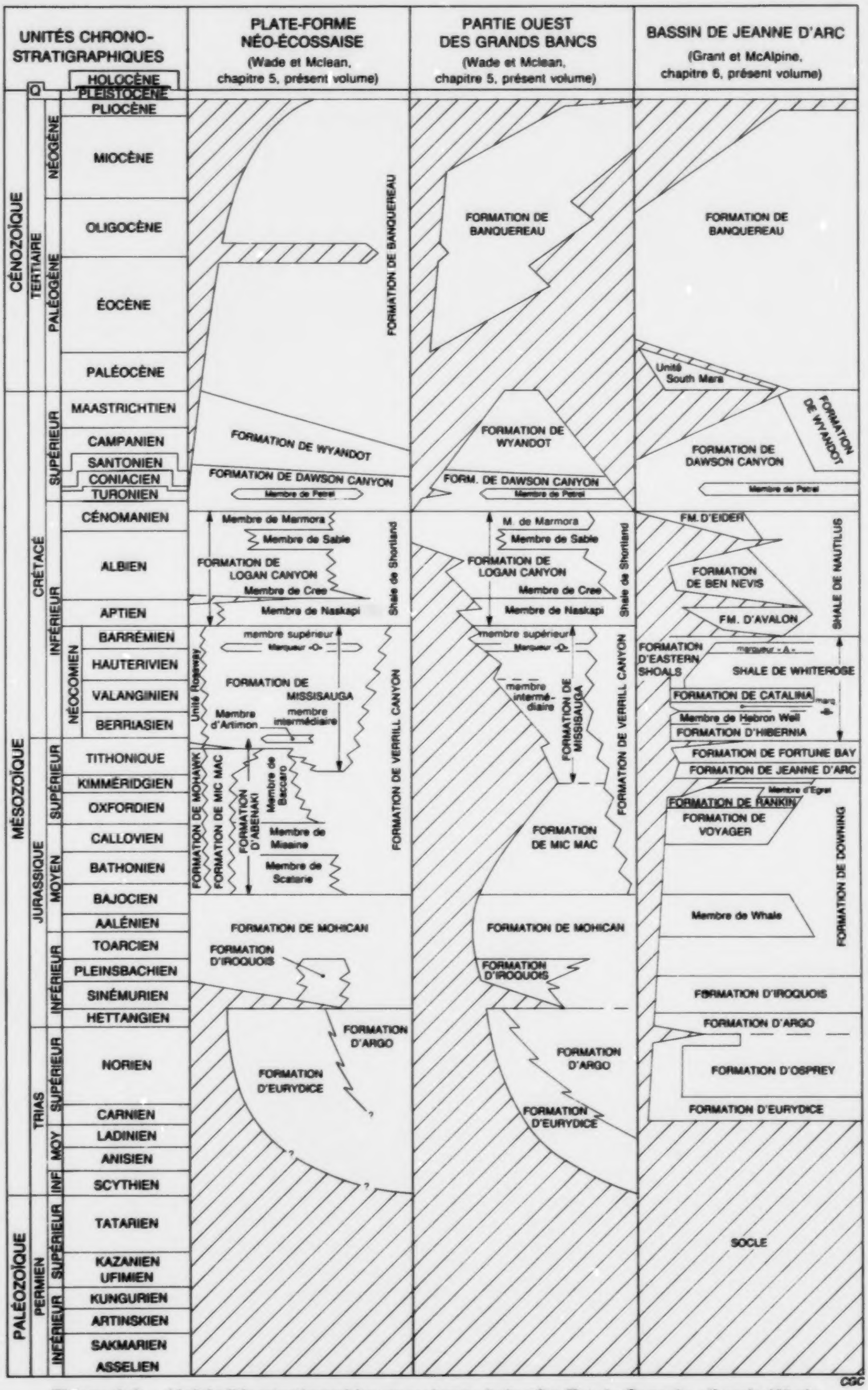


Figure 3-2. Unités lithostratigraphiques au large de la côte Est du Canada, d'après Wade et MacLean (chapitre 5) et Grant et McAlpine (chapitre 6). Pour la plate-forme du Labrador, se référer à la figure 5 (en pochette).

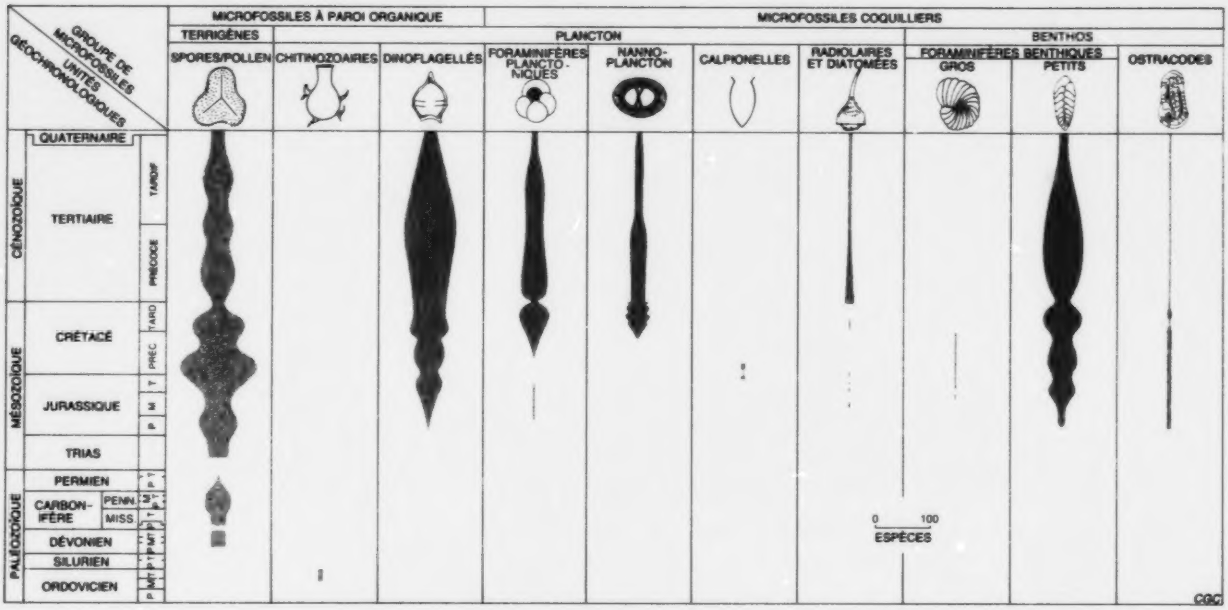


Figure 3-3. Diversité des espèces de microfossiles du Phanérozoïque, au large de la côte Est du Canada. (Adaptation et mise à jour de Gradstein et al., 1975)

Tableau 3-1. Zonations palynologiques publiées pour le Mésozoïque-Cénozoïque de la zone extracôtière

Âge/Région	Plate-forme Néo-Écossaise	Grands Bancs	Plate-forme du Labardor
Tertiaire	Williams et al., 1974 Williams, 1975 Gradstein et al., 1975	Jenkins et al., 1974 Gradstein et al., 1975	Gradstein et Williams, 1976 Williams et Bujak, 1977a Gradstein et Agterberg, 1982 D'Iorio, 1986
Crétacé	Williams et al., 1974 Williams, 1975 Gradstein et al., 1975 Bujak et Williams, 1978	Williams, 1975 Gradstein et al., 1975 Williams et Brideaux, 1975 van Helden, 1986 Davies, 1986	Gradstein et Williams, 1976
Jurassique	Williams et al., 1974 Williams, 1975 Gradstein et al., 1975 Bujak et Williams, 1977 Barss et al., 1979 Davies, présent chapitre	Gradstein et al., 1975 Bujak et Williams, 1977 Barss et al., 1979 Jansa et al., 1980 Davies, 1986 van Helden, 1986	
Trias	Présent chapitre	Gradstein et al., 1975 Walton et Berti, 1976 Jansa et al., 1976, 1977, 1980 Bujak et Williams, 1977 Barss et al., 1979	

Tableau 3-2. Zonations publiées des foraminifères et des ostracodes pour le Mésozoïque-Cénozoïque de la zone extracôtière.

Âge/Région	Plate-forme Néo-Écossaise	Grands Bancs	Plate-forme du Labardor
Tertiaire	Ascoli, 1976 Gradstein et Agterberg, 1982	Gradstein, 1976, 1985 Gradstein et al., 1975 Gradstein et Agterberg, 1982 Gradstein et Agterberg, 1985 Ascoli, 1976 Jenkins et al., 1974	Gradstein et Williams, 1976 Gradstein et Srivastava, 1980 Gradstein et Agterberg, 1982 d'Iorio, 1986
Crétacé	Gradstein et al., 1975 Ascoli, 1976 Ascoli et al., 1984 Williams et al., 1974	Gradstein, 1975, 1976 Gradstein et al., 1975 Ascoli, 1976 Williamson, 1987 Agterberg et al., 1985 Jenkins et al., 1974 Ascoli, 1976 Jansa et al., 1980	Gradstein et Williams, 1976 Gradstein et Srivastava, 1980 Gradstein dans Srivastava, 1986
Jurassique	Gradstein et al., 1975 Ascoli, 1976, 1981 Ascoli et al., 1984 Williams et al., 1974	Gradstein, 1975, 1976, 1978 Gradstein et al., 1975 Ascoli, 1976, 1984, présent chapitre Jansa et al., 1980 Ascoli et al., 1984 Williamson, 1987	

bard, 1972) prête à confusion, car les mêmes lettres sont utilisées pour les groupes de Horton, de Windsor, de Canso, de Riversdale, de Cumberland et de Pictou. Les auteurs du présent chapitre ont donc désigné les zones sous le nom d'une espèce caractéristique (fig. 3-4). Les types de zones n'ont pas été spécifiés par Hacquebard (1972) mais semblent correspondre à la définition des zones d'Oppel ou des zones d'extension concomitante (voir North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983).

Dans certaines parties du sous-bassin de Cumberland, la Zone à *Emphanisporites annulatus* (ancienne Zone *A*) est reconnue dans des roches autrefois attribuées à la Série de River John du Groupe de Horton. La Zone à *Hystrichosporites multifurcatus* (ancienne Zone *B*) est reconnue dans la Formation de Memramcook, qui appartient aussi au Groupe de Horton, dans le sous-bassin de Moncton, dans le sud-est du Nouveau-Brunswick.

Les cinq autres zones du Groupe de Horton sont, selon un ordre ascendant, les zones *C, D, E, F* et *G* (fig. 3-4). Les quatre zones inférieures ont une occurrence régionale restreinte. Les roches de la zone la plus jeune, la Zone à *Vallatisporites vallatus* (Zone *G*), sont présentes un peu partout dans la région atlantique du Canada, notamment dans l'ouest de Terre-Neuve, l'île du Cap-Breton, la péninsule de la Nouvelle-Écosse et le sous-bassin de Moncton au Nouveau-Brunswick. À certains endroits, des shales bitumineux se trouvent dans le Carbonifère (Tournaisien) du Groupe de Horton; la Formation d'Albert en est un exemple (Williams et al., 1985). Les spores contenues dans cette formation évoquent un âge tournaisien (Utting, 1987).

Des roches contemporaines du Groupe de Horton sont probablement présentes au large des côtes dans les puits Gannet O-54, Phalarope P-62 et Sandpiper 2J-77 des Grands Bancs (fig. 3-5). La zone la plus ancienne, la Zone à *Emphanisporites annulatus*, se rencontre dans le puits Phalarope P-62. Les roches attribuées à la zone suivante, la Zone à *Hystrichosporites multifurcatus*, sont présentes dans les puits Gannet O-54 et Phalarope P-62; dans le puits Phalarope, des roches jurassiques reposent directement sur les roches dévoniennes. L'occurrence des autres zones est indiquée à la figure 3-5.

Du Groupe de Windsor au Groupe de Pictou

Les autres roches carbonifères des Provinces maritimes incluent, selon un ordre ascendant, les groupes de Windsor, de Canso, de Riversdale, de Cumberland et de Pictou (les stratotypes de ces groupes sont décrits au chapitre 4). La zonation pollinique est celle établie par Barss et Hacquebard (1967) pour le Groupe de Pictou, par Hacquebard (1972) pour tous les groupes, et par Utting (1980) pour le Groupe de Windsor et les couches limites entre les Groupes de Windsor et de Canso (fig. 3-4).

Dans une étude de carottes prélevées dans un sondage à Stewiacke, en Nouvelle-Écosse, Utting (1980) a subdivisé en trois le Groupe de Windsor (fig. 3-4) et les couches limites entre les groupes de Windsor et de Canso. Il a désigné les trois cénozones par les chiffres I, II et III. Ces zones peuvent être corrélées avec les cinq sous-zones à macrofossiles (A à E) proposées par Bell (1929). La cénozone I est contemporaine des sous-zones A et B proposées par Bell; la cénozone II et les sous-zones C, D et E sont synchrones; enfin, la cénozone III est du même âge que les couches susjacentes aux roches carbonatées marines les plus élevées de la sous-zone E. La zonation a été corrélée provisoirement avec les zones à spores du Viséen en Grande-Bretagne. D'autres travaux ont révélé que cette zonation tripartite est présente dans toute la région atlantique du Canada (Utting, 1987).

Barss (dans Belt, 1965) a reconnu six zones à méiospores dans les groupes de Windsor, de Canso, de Riversdale et de Cumberland, soit les zones *A*, *B*, *C*, *D*, *E* et *F* (fig. 3-4). Dans le présent ouvrage, les zones sont désignées selon le nom des espèces caractéristiques. Selon Hacquebard (1972), qui a identifié les espèces caractéristiques de chaque zone, les zones *B* et *C* ne peuvent être séparées.

La zonation sporopollinique du Groupe de Pictou présentée par Barss et Hacquebard (1967) comprend les cinq zones (fig. 3-4). Toutes les zones empruntent leur nom de genres d'une ou de plusieurs espèces qui apparaissent en premier dans la zone considérée. Selon Barss et Hacquebard (1967), chaque zone tire son nom des espèces de méiospores les plus caractéristiques. Les trois zones les plus anciennes peuvent être corrélées avec les trois zones florales identifiées par Bell (1938) dans le bassin de Sydney. Donc, les zones à *Vestispora* et à *Torispora* datent du Westphalien C, et la Zone à *Thymospora*, du Westphalien D. La Zone à *Potonieisporites* est caractérisée par la première apparition de grains de pollen bivésiculés striés et d'autres

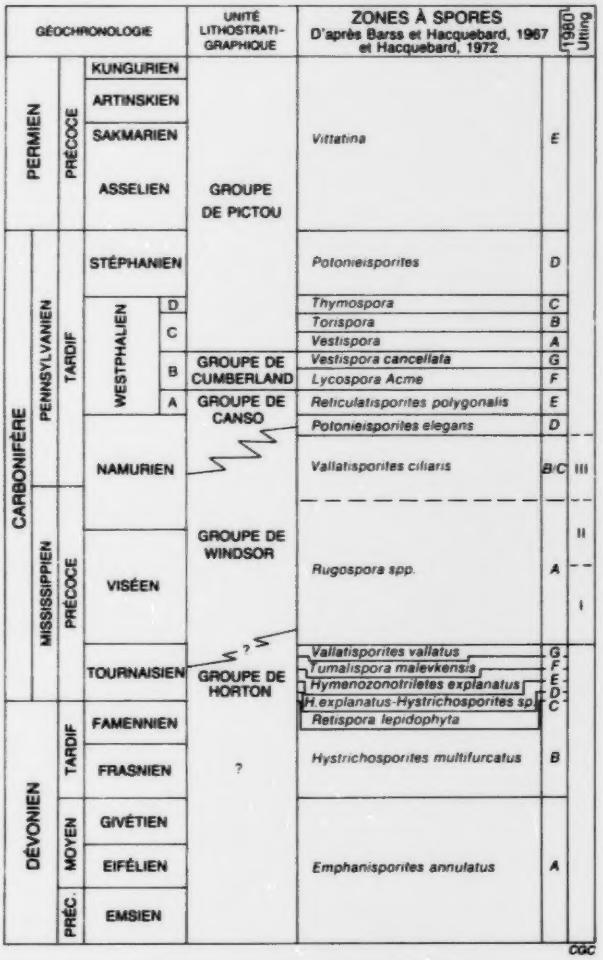


Figure 3-4. Zonation pollinique du Dévonien-Carbonifère de l'Est du Canada. (Adapté de Barss et Hacquebard, 1967; Hacquebard, 1972; Utting, 1980)

espèces typiques du Westphalien. Selon Barss et Hacquebard (1967), toutefois, la zone daterait du Stéphanien. La zone la plus récente, la Zone à *Vittatina*, renferme plusieurs taxons connus seulement au Permien.

Les roches du Carbonifère précoce (Viséen) abondent sur la marge continentale de l'Est du Canada (voir le chapitre 4). Elles se trouvent dans la subsurface de la majeure partie du golfe du Saint-Laurent et sont également présentes dans des puits de la plate-forme du Labrador et des Grands Bancs. Dans le golfe du Saint-Laurent, Barss et al. (1979) ont décrit en détail la biostratigraphie de six puits : Green Gables No. 1, Irishtown No. 1 et Tyrone No. 1, dans l'Île-du-Prince-Édouard; Bradelle L-49, East Point E-49 et Northumberland Strait F-25, au large de la côte. Les six puits renferment des roches du Viséen-Namurien inférieur qui peuvent être incluses dans la Zone à *Rugospora* (fig. 3-5). Un autre puits, le North Sydney P-05, foré au large des côtes dans le bassin de Sydney, a également intersecté des roches du Viséen-Namurien inférieur.

Les puits Gannet O-54 et Sandpiper 2J-77, forés sur les Grands Bancs, ont traversé des roches associées à la Zone à *Rugospora* (Barss et al., 1979). Sur la plate-forme du Labrador, seul le puits Verrazano L-77 a recoupé des roches du Viséen (fig. 3-5).

Au large des côtes, les roches du Carbonifère supérieur-Permien sont moins abondantes. Des roches contenues dans les zones à *Vestispora* ou à *Torispora* du Westphalien C ont été recoupées dans deux puits du golfe du Saint-Laurent (Bradelle L-49 et North Sydney P-05) et un puits des Grands Bancs (Hermine E-94). La Zone à *Thymospora* est reconnue avec certitude dans le puits North Sydney P-05 (fig. 3-5). La zone serait également présente dans les dolomies des puits Roberval K-92 et Gudrid H-55 de la plate-forme du Labrador (Barss et al., 1979). Toutefois, l'âge des dolomies carbonifères présentes dans ces deux puits est controversé. Jenkins (1984) a associé lithologiquement la dolomie aux roches ordoviciennes d'autres puits de la plate-forme du Labrador. À son avis, les palynomorphes d'âge carbonifère sont allochtones. Les études palynologiques et pétrographiques tendent à supporter, selon les auteurs, l'hypothèse de Jenkins. Les zones les plus jeunes, la Zone à *Potonieisporites* (Stéphanien) et la Zone à *Vittatina* (Permien précoce) ne sont reconnues avec certitude que dans le golfe du Saint-Laurent.

Les foraminifères et les algues sont deux autres groupes de microfossiles utilisés pour établir la chronologie du Carbonifère au large de la côte Est du Canada. Jansa et al. (1978) ont analysé trois carottes de calcaire prélevées par la sonde de l'Institut Bedford sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve. Les associations de foraminifères sont des associations caractéristiques : elles proviennent des zones 15 et 16 (Mamet, 1970) du Viséen tardif. Jansa et al. (1978) et Jansa et Mamet (1984) ont prouvé que les associations de foraminifères et d'algues contenues dans les carottes prélevées sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve présentaient des affinités non pas avec les faunes européennes mais avec les faunes nord-américaines. Cette découverte est d'une grande importance pour la reconstitution du Carbonifère dans l'Atlantique Nord.

PALYNOLOGIE DU MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE

Les travaux de prospection pétrolière effectués ces vingt dernières années sur la marge continentale de l'Est du

PÉRIODE		ÉPOQUE	ÂGE		ZONE À PALYNOMORPHES	Bradelle L-49	East Point E-49	Northumberland Strait F-25	North Sydney P-05	Gannet O-54	Hermine E-94	Phalarope P-62	Sandpiper 2-J-77	Verrazano L-77	Gudrid H-55	Roberval K-92
PERMIEN		PRÉCOCE	KUNGURIEN		Vittatina											
PERMIEN		PRÉCOCE	ARTINSKIEN		Vittatina											
PERMIEN		PRÉCOCE	SAKMARIEN		Vittatina		1051.6-1054.6									
PERMIEN		PRÉCOCE	ASSELIEN		Vittatina											
CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	TARDIF	STÉPHANIEN		Potonieisporites	323.1-1106.4	1578.9-1740.4		518.2-704.1							
CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	TARDIF	WESTPHALIEN	D	Thymospora	1127.8-1716.0	2255.5-2856.0		728.5-1039.4						2677.8-2677.9	3578.7-3870.0
CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	TARDIF	WESTPHALIEN	C	Torispora				1066.8-1222.3							
CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	TARDIF	WESTPHALIEN	C	Vestispora	1737.4-2112.3			1274.1-1344.2		1767.8-1777.0					
CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	TARDIF	WESTPHALIEN	B	Vestispora cancellata											
CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	TARDIF	WESTPHALIEN	B	Lycospora Acme											
CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	TARDIF	WESTPHALIEN	A	Reticulatisporites polygonalis											
CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	TARDIF	NAMURIEN		Potonieisporites elegans											
CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN / MISSISSIPPIEN	TARDIF / PRÉCOCE	NAMURIEN		Vallatisporites ciliaris											
CARBONIFÈRE	MISSISSIPPIEN	PRÉCOCE	VISÉEN		Rugospora spp.	2133.6-4419.6	2907.8-3307.1	405.4-2026.9	1374.6-1514.9	1993.4-2225.0	1770.0-2325.6		3029.7-3191.3	210.3-459.9		
CARBONIFÈRE	MISSISSIPPIEN	PRÉCOCE	TOURNAISIEN		Vallatisporites vallatus					2225.0-2386.6			3249.2-3523.5			
DÉVONIEN		TARDIF	FAMENNIEN / FRASNIEN		Hystrichosporites multifurcatus					2394.2-2953.5		2456.7-2496.3				2456.7 -2487.2 ?
DÉVONIEN		MOYEN	GIVÉTIEN / EIFÉLIEN		Emphanisporites annulatus							2514.6-2920.0				2514.6-2865.1
DÉVONIEN		PRÉC.	EMSIEN													

CGC

Figure 3-5. Occurrence de roches du Viséen au Permien dans les puits situés dans l'Île-du-Prince-Édouard et au large de la côte Est du Canada. L'emplacement de chaque puits est indiqué à la figure 3-1a. Les intervalles sont donnés en mètres.

Canada ont révélé la présence étendue de sédiments du Mésozoïque-Cénozoïque. Vu la nature même des échantillons, la datation est basée sur les pollens, les spores, les foraminifères et les ostracodes. Les zonations régionales ont été provisoirement corrélées avec les stratotypes européens. Cela est particulièrement vrai pour les pollens et les spores, car il n'existait aucune zonation détaillée du Mésozoïque-Cénozoïque lors des premiers travaux effectués au début des années 70. Toutefois, au cours des dix dernières années, plusieurs zonations polliniques ont été établies, notamment pour le Mésozoïque-Cénozoïque de la mer du Nord et des régions connexes, par Davey (1979a, 1982), Costa et Downie (1979), Bujak et al. (1980), Riley et Fenton (1982), Woollam et Riding (1983) et Riding (1984). Ces travaux ont incité les chercheurs à réévaluer la zonation pollinique au large de la côte Est du Canada, comme l'ont fait Davies (1986) et van Helden (1986).

Plate-forme Néo-Écossaise — Grands Bancs

Il est impossible de dater les séquences extracôtières du Mésozoïque-Cénozoïque à partir de coupes côtières avoisinantes, car il y a peu d'affleurements connus de cet âge dans la région atlantique du Canada. Toutes les occurrences côtières sont associées à des sédiments non marins à épinéritiques du Crétacé précoce. Terasmae et Scott (dans Stevenson, 1959), Stevenson et McGregor (1963), Lin (1971) et Davies et al. (1984) ont décrit les associations de spores et de pollens présentes dans des sédiments non marins du Crétacé inférieur des comtés de Hants et de Halifax, en Nouvelle-Écosse. Les échantillons analysés par Davies et al. (1984) datent de l'Aptien-Albien précoce. Un échantillonnage aussi restreint est peu utile pour corréler les sédiments extracôtiers.

Trias

Les plus anciennes roches mésozoïques connues, au large de la côte Est du Canada, remontent au Trias tardif. Elles sont présentes dans les bassins Horseshoe, de Carson et de la Baleine des Grands Bancs. Une première zonation biostratigraphique de ces sédiments non marins a été établie par Gradstein et al. (1975) qui ont daté du Trias moyen la partie basale du puits Bittern M-62 et l'ont attribuée à l'association de *Klausipollenites* (fig. 3-6). Walton et Berti (1976) ont reconnu deux associations triasiques. La plus ancienne renferme les genres de spores *Protodiploxypinus* et *Cucullispora*; la plus jeune contient les espèces de spores *Patinasporites densus* et *Camarosporites secatus*. L'étude comparée des taxons et des associations de stratotypes européens indique qu'ils datent du Carnien. Ces associations ont été identifiées dans les puits Sandpiper 2J-77 du bassin de la Baleine, Bittern M-62 du bassin Horseshoe, et Osprey H-84 du bassin de Carson (fig. 3-7). Selon Walton et Berti (1976), les associations sont caractéristiques des formations d'Eurydice et d'Argo (équivalentes aux couches rouges de Kettle et aux évaporites d'Osprey décrites par Jansa et al., 1977).

Des associations carno-noriennes caractéristiques de deux puits des Grands Bancs (Osprey H-84 et Spoonbill C-30) ont été attribuées à l'association de *Porcellispora longdonensis* (Barss et al., 1979). Des roches du Carnien-Norien sont également présentes dans le puits Glooscap C-63 dans le bassin Néo-Écossais. Un intervalle renfermant de nombreux spécimens de *Corollina meyeriana* surmonte les roches carno-noriennes dans le puits Osprey H-84. Il peut être corrélé à la Zone d'apogée de *Corollina meyeriana* décrite par Bujak et Williams (1977). Selon ces auteurs, la zone remonte au Rhétien-Hettangien précoce. La Zone à *C. meyeriana* est également présente dans les puits Argo F-38 et Eurydice P-36 dans le bassin Néo-Écossais, Sandpiper 2J-77 et Coot K-56 dans le bassin de la Baleine, Osprey H-84 dans le bassin de Carson, et Spoonbill C-30 dans le bassin de Jeanne d'Arc (Barss et al., 1979).

Jurassique

Les roches jurassiques abondent sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs, malgré la présence de discordances et de hiatus majeurs, notamment sur les Grands Bancs. Les zonations des dinoflagellés utilisées sont celles de Williams (1975) modifiées par Gradstein et al. (1975), Bujak et Williams (1977) et Davies (1985, 1986). Elles sont représentées à la figure 3-6.

Cinq des six zones formelles reconnues par Bujak et Williams (1977) sont des cénozones telles qu'elles sont définies à l'article 21 de l'*American Commission on Stratigraphic Nomenclature* (1961). Chaque association tire son nom d'un taxon non présent dans les sédiments sus-jacents à la zone considérée. La zone d'apogée correspond à la définition de l'*American Commission on Stratigraphic Nomenclature* (1961). Elle tire son nom d'une espèce qui a atteint son abondance absolue maximale dans cette zone.

Les trois zones liasiques proposées par Bujak et Williams (1977) sont basées exclusivement sur des spores et pollens. Ces auteurs ont attribué les âges suivants aux zones : la Zone d'apogée de *Classopollis meyeriana*, Rhétien à Hettangien précoce; la Zone à *Cycadopites subgranulosus*, Hettangien tardif à Sinémurien précoce; la Zone à *Echinitosporites* cf. *E. iliacoides*, Sinémurien à Pliensbachien. Comparativement à la zonation des méiospores dans des coupes de surface du Portugal (Davies, 1985, fig. 5a), les zones susmentionnées ont les âges suivants : la Zone d'apogée de *Classopollis meyeriana*, Rhétien à Hettangien; la Zone à *Cycadopites subgranulosus*, Sinémurien à Pliensbachien précoce; et la Zone à *Echinitosporites* cf. *E. iliacoides*, Pliensbachien tardif à Toarcien précoce. Les âges les plus récents semblent être les plus exacts.

Des associations de dinoflagellés surtout marins ont fait leur apparition dans la Zone à *Nannoceratopsis gracilis* datée initialement du Pliensbachien tardif à l'Aalénien (Bujak et Williams, 1977). Les résultats d'une étude comparée avec les zonations du Portugal et du nord-ouest de l'Europe ont révélé que cette zone s'échelonne du Toarcien à l'Aalénien. La Zone à *Mancodinium semitabulatum* suivante, rapportée à l'Aalénien-Bajocien (Bujak et Williams, 1977), semble dater de l'Aalénien lorsqu'elle est comparée aux zonations européennes (fig. 3-8). La zone la plus jeune proposée par Bujak et Williams est la Zone à *Diacanthum (Gonyaulacysta) filapicatum*, du Bathonien, qui, selon l'avis des auteurs, pourrait couvrir une partie du Bajocien.

Dans une réévaluation de quatre puits (Acadia K-62, Glooscap C-63, Moheida P-15 et Mohican I-100) de la plate-forme Néo-Écossaise, Davies a identifié des espèces de dynokystes du Jurassique précoce dont *Dapcodinium priscum*, *Eyachia prisca* et *Liasidium variabile*.

Les données recueillies dans le bassin Néo-Écossais prouvent hors de tout doute, et pour la première fois, que

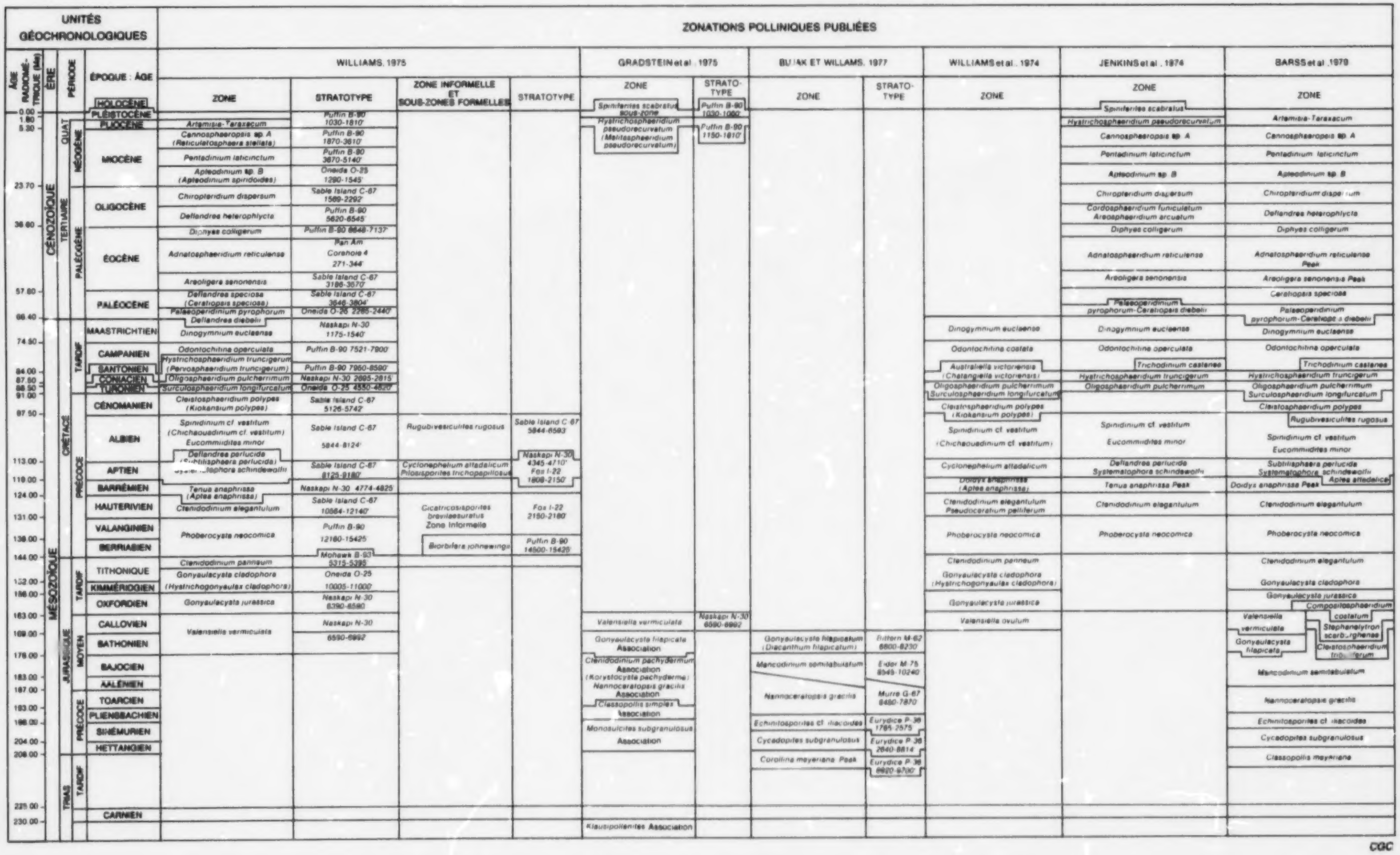


Figure 3-6. Zonations polliniques publiées des roches du Mésozoïque-Cénozoïque au large de la côte Est du Canada. Les détails des stratotypes de chaque zone et sous-zone sont également inclus. Les profondeurs sont données en pieds.

des roches marines du Jurassique inférieur sont présentes dans cette région. Elles sont également à la base de la zonation du Sinémurien-Oxfordien précoce proposée par Davies (fig. 3-8), qui est corrélée avec les zonations européennes existantes (Woollam et Riding, 1983; Riding, 1984; Davies, 1985). Les zones sont les suivantes : Zone à *Liasidium variabile* (Sinémurien tardif-Pliensbachien précoce), Zone à *Echinitosporites* sp. A (Pliensbachien tardif-Toarcien précoce), Zone à *Dapcodinium semitabulatum* (Toarcien tardif-Aalénien), Zone d'apogée de *Nummus* spp. (Bajocien), Zone à *Ctenidodinium sellwoodii* (Bajocien terminal-Callovien initial) et Zone à *Adnatosphaeridium caulleryi* (Callovien-Oxfordien précoce). Chacune peut être subdivisée de la façon illustrée à la figure 3-8.

Williams (1975) a identifié quatre cénozones dans le Jurassique moyen à tardif de la plate-forme Néo-Écossaise (fig. 3-6), lesquelles ont permis de reconnaître le Bathonien-Callovien, l'Oxfordien, le Kimméridgien et le Tithonique. L'usage incorrect du Tithonique par Williams a entraîné une certaine confusion. L'identification des deux zones les plus récentes, les zones à *Rhynchodiniopsis (Gonyaulacysta) cladophora* et à *Ctenidodinium panneum*, repose sur des corrélations avec des sédiments du même âge dans le sud de l'Angleterre. Par conséquent, la Zone à *R. cladophora* correspond au Kimméridgien du sud de l'Angleterre et la Zone à *C. panneum* est plus correctement associée au Portlandien.

Barss et al. (1979) ont amélioré la zonation du Jurassique en établissant trois zones informelles (fig. 3-6) et prouvé la présence de roches du Jurassique moyen et supérieur dans plusieurs puits de la plate-forme Néo-Écossaise. La continuité de la coupe est inhabituelle, notamment dans le Jurassique tardif.

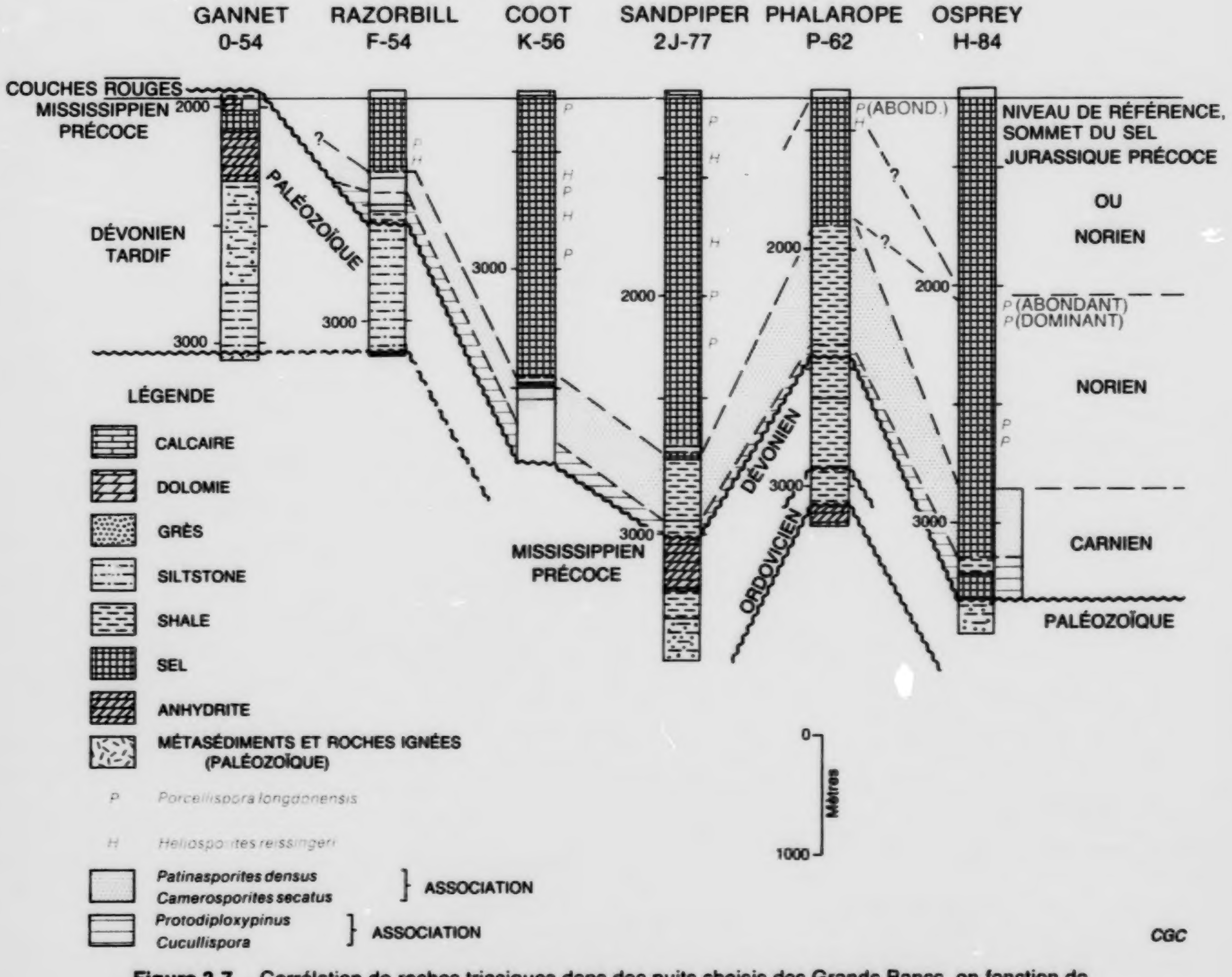


Figure 3-7. Corrélation de roches triasiques dans des puits choisis des Grands Bancs, en fonction de la répartition stratigraphique des spores et des pollens (d'après Walton et Berti, données inédites, 1976).

Deux associations de dinoflagellés liasiques sont présentes dans des puits des Grands Bancs (Barss et al., 1979; Jansa et al., 1980b). L'association la plus ancienne, qui renferme *Dapcodinium priscum*, a été reconnue dans le puits Sandpiper 2J-77 et est rapportée au Sinémurien d'après des ressemblances avec des associations du Portugal (Davies, 1985) et du nord-ouest de l'Europe (Woollam et Riding, 1983; Riding, 1984). La deuxième association, qui contient *Luehndea spinosa*, est présente dans les puits Cormorant N-83, Bittern M-62 et Heron H-73; elle remonterait au Pliensbachien tardif (Davies, 1985).

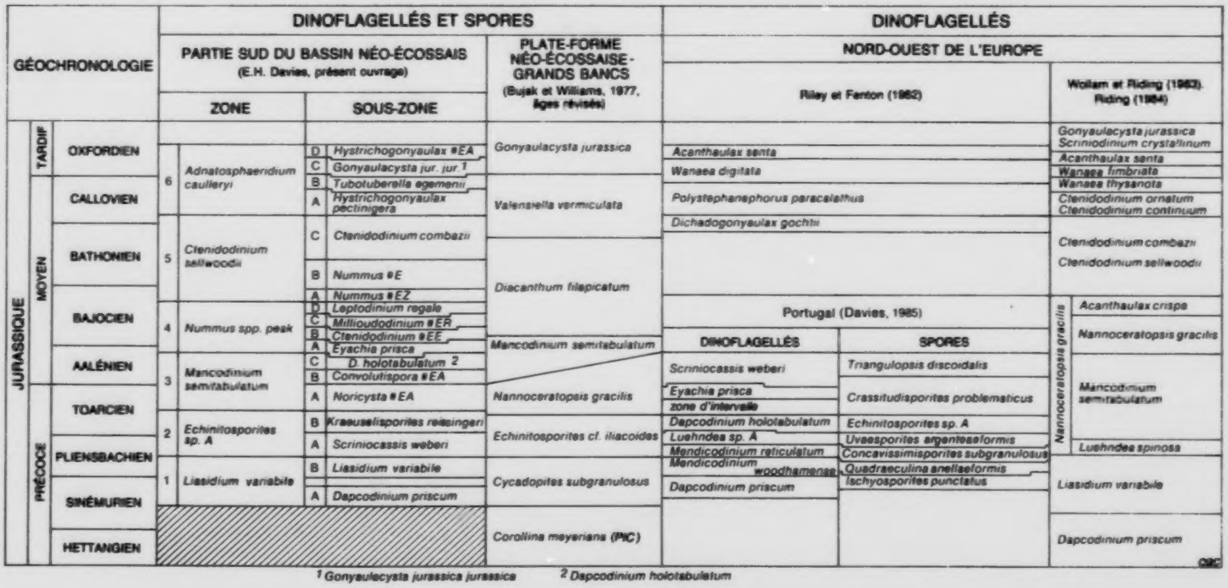
Dans les puits des Grands Bancs, la coupe du Jurassique est souvent incomplète à cause de la présence d'une discordance cimmérienne. Dans des cas extrêmes, comme dans les puits Tors Cove D-52, Osprey H-84, Spoonbill C-30, des roches du Crétacé supérieur peuvent surmonter directement des roches du Jurassique inférieur. Des successions plus ou moins complètes du Jurassique supérieur sont présentes dans le bassin de Jeanne d'Arc comme le démontrent les puits du champ pétrolier Hibernia.

La découverte du champ pétrolier Hibernia a donné une impulsion nouvelle aux études biostratigraphiques du Jurassique tardif. La concentration des puits dans une région assez petite et le prélèvement de nombreux échantillons de carottage latéral ou traditionnel ont permis d'établir des zonations et des corrélations détaillées, comme le montre la figure 3-9 qui présente la zonation pollinique de Davies (1986). Le Kimméridgien et le Portlandien peuvent être subdivisés dans cette zonation (fig. 3-9). La zonation pollinique susmentionnée permet d'établir une chronologie détaillée dans les puits d'Hibernia et le bassin de Jeanne d'Arc. Van Helden (1986) a également proposé une zonation pour certains intervalles réservoirs des puits d'Hibernia (fig. 3-10). La séquence comprend le plus ancien grès réservoir désigné sous le nom de « membre de Jeanne d'Arc » de la Formation de Mic Mac (Arthur et al., 1982) et qui est maintenant connu sous le nom de « Formation de Jeanne d'Arc » (Chapitre 6). Dans le Jurassique, van Helden a reconnu deux zones : la Cénozone à *Rhynchodiniopsis (Gonyaulacysta) cladophora*, décrite par Williams (1975), qu'il rapporte également au Kimméridgien, et la Cénozone à *Amphorula metaelliptica*, qu'il date du Portlandien-Berriasien précoce.

La Cénozone à *Rhynchodiniopsis cladophora* renferme des shales, des grès et des calcaires sous-jacents au membre de Jeanne d'Arc (Arthur et al., 1982) que l'on désigne maintenant du nom de « Formation de Jeanne d'Arc » (Chapitre 6). La Cénozone à *Amphorula metaelliptica* comprend la Formation de Jeanne d'Arc et la séquence de shales sus-jacente, connue sous le nom de « Shales de Fortune Bay ». Les autres zones reconnues par van Helden (1986) sont étudiées dans la section suivante.

Crétacé

Les roches du Crétacé inférieur ne sont pas uniformément distribuées sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs. Elles atteignent une épaisseur maximale au front des deltas, comme dans les bassins Néo-Écossais et de Jeanne d'Arc où l'épaisseur totale des formations de Missisauga et de Logan Canyon peut être supérieure à 3 000 m. Sur la plate-forme de LaHave et les Grands Bancs, les formations sont beaucoup plus minces ou sont même absentes. Les roches du Crétacé supérieur ont presque toujours une origine marine et une répartition très étendue, indice d'une phase transgressive majeure dans le Mésozoïque-Cénozoïque de la région. Toutefois, elles sont généralement beaucoup moins épaisses que les séquences du Crétacé inférieur.



[1] *Gonyaulacysta jurassica jurassica* [2] *Dapcodinium holotabulatum*

Figure 3-8. Corrélation des zonations de palynomorphes du Jurassique précoce à moyen de la plate-forme Néo-Écossaise avec celles du nord-ouest de l'Europe (d'après Davies, 1985).

La zonation pollinique établie par Williams (1975) a été appliquée aux roches crétacées du bassin Néo-Écossais. Ce dernier a reconnu onze zones et trois sous-zones régionales (fig. 3-6). Chaque zone tire son nom d'une espèce qui ne se rencontre pas dans les sédiments plus récents. La reconnaissance de la Sous-zone à *Rugubivesiculites rugosus*, de l'Albien tardif, n'est possible que lorsque des échantillons de carottage latéral ou traditionnel sont prélevés, car cette sous-zone est définie en fonction de la première apparition des espèces repères. Deux zones à spores informelles ont également été reconnues dans le Crétacé précoce.

Tous les âges attribués par Williams (1975) sont provisoires. Des études subséquentes ont révélé qu'ils peuvent différer jusqu'à un étage. L'âge de plusieurs zones crétacées peut être rectifié jusqu'à concurrence d'un demi-étage, de sorte que le sommet de la Zone à *Odontochitina operculata* daterait du Maastrichtien précoce, et le sommet de la Zone à *Pervosphaeridium (Hystrichosphaeridium* et *Cordosphaeridium) truncigerum*, du Campanien précoce.

D'autres études des zonations polliniques du Crétacé au large des côtes sont énumérées au tableau 3-1. Williams et Brideaux (1975) ont publié les résultats d'une analyse de huit sondages peu profonds situés sur les Grands Bancs. La coupe crétacée s'échelonne de l'Albien tardif au Maastrichtien. Même s'ils n'ont pas proposé de zonation formelle, Williams et Brideaux ont reconnu des divisions biostratigraphiques caractéristiques basées sur les associations de spores et de pollens ou de dinoflagellés et d'acritarches (fig. 3-11). Ces divisions coïncident grosso modo avec les zones d'extension concomitante, à l'exception de celles qui sont séparées par des lacunes importantes à l'échelle des temps géologiques. En outre, elles correspondent généralement aux limites d'étage ou d'époque.

Bujak et Williams (1978) ont modifié légèrement la zonation de Williams (1975). Ils ont défini la Zone à *Cerbia tabulata (Cyclonephelium attadalicum)* comme étant une zone d'apogée et noté l'incohérence de la Sous-zone à *Biorbifera johnewingii*. L'âge provisoire des zones a été obtenu au moyen de comparaisons détaillées avec des associations de palynomorphes provenant de coupes de surface européennes, dont des stratotypes.

La nécessité d'établir une chronologie plus détaillée dans le bassin de Jeanne d'Arc, où presque tous les intervalles réservoirs datent du Jurassique tardif ou du Crétacé précoce, a résulté en l'établissement de nouvelles zonations. Van Helden (1986) a reconnu deux cénozones de dinokystes dans le Berriasien-Valanginien du bassin (fig. 3-10). La Zone à *Endoscrinium campanulum*, la plus ancienne, englobe la partie inférieure du membre d'Hibernia (Arthur et al., 1982), connu maintenant sous le nom de « Formation d'Hibernia » (Chapitre 6), et l'unité de shale sous-jacente, le « Shale de Fortune Bay ». La Zone à *Endoscrinium campanulum* s'échelonnerait du Berriasien tardif au Valanginien précoce. Van Helden (1986) a inclu la partie supérieure du membre d'Hibernia dans la Zone à *Phoberocysta neocomica* (pars.) de Williams (1975), et a rapporté au Valanginien la partie inférieure de la zone.

Davies (1986) a proposé une zonation détaillée pour le Berriasien-Turonien du champ pétrolier Hibernia dans le bassin de Jeanne d'Arc. Les zones sont basées sur l'analyse de sept puits. L'âge et l'occurrence de ces zones dans les puits d'Hibernia sont indiqués à la figure 3-9. Grâce à cette zonation, il est possible de corréler les « sables d'Avalon » dans le champ Hibernia (fig. 3-12), de calculer les âges réels et d'établir des relations avec la zone d'Avalon principale établie par Benteau et Sheppard (1982). Cet exercice démontre également la nécessité d'effectuer des études biostratigraphiques détaillées des sables réservoirs du bassin de Jeanne d'Arc.

Tertiaire

Les sédiments tertiaires de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs sont tous inclus dans la Formation de Banquereau (fig. 3-2) qui constitue une séquence clastique de mudstones, de grès et de siltstones. L'épaisseur de la coupe tertiaire varie considérablement, passant de quelques centaines de mètres dans le puits Cree E-35, dans le bassin Néo-Écossais, à plusieurs milliers de mètres dans le puits Dominion O-23, dans le bassin de Jeanne d'Arc. La coupe devient beaucoup plus épaisse vers le nord sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve. Ce point est étudié dans la section traitant de la plate-forme du Labrador.

En règle générale, la zonation pollinique du Cénozoïque de la plate-forme Néo-Écossaise et du sud-ouest des Grands Bancs est celle établie par Williams (1975), qui a reconnu 11 zones (fig. 3-6). Dans la même étude, Williams a subdivisé informellement l'Oligocène précoce et le Plio-Pléistocène.

Dans leur analyse des huit sondages peu profonds des Grands Bancs, Williams et Brideaux (1975) ont reconnu plusieurs divisions biostratigraphiques dans le Cénozoïque (fig. 3-11). Les dinoflagellés ont permis de reconnaître douze âges caractéristiques, tandis que les spores et le pollen ont permis d'en reconnaître quatorze. La zonation sporopollinique détaillée n'a pas été appliquée aux puits d'exploration, en partie parce que la majorité des échantillons prélevés dans les coupes du Crétacé supérieur et du Tertiaire sont des déblais de forage, et en partie parce que les fractions fines (environ 20 à 30 m) des échantillons polliniques ne sont généralement pas analysées en détail.

Plate-forme du Labrador

L'évolution géologique de la mer du Labrador a commencé au Jurassique tardif ou au Crétacé précoce par le développement d'un rift entre le Canada et le Groenland. Le modèle classique de distension et de dérive des plaques (Srivastava, 1978) suppose que la région est un bassin océanique effondré où le stade initial de distension du Crétacé précoce fut accompagné d'une activité volcanique; les roches volcaniques sont désignées sous le nom de « Formation d'Alexis » (fig. 5, en pochette). Les dépôts sus-jacents de la « Formation de Bjarni », contemporains de la distension, sont composés principalement de roches clastiques grossières. Au Crétacé tardif, le stade de distension a été suivi par une phase de dérive et par la mise en place d'une séquence clastique fine à grossière, la « Formation de Markland ». Selon Srivastava (1978), la distension a eu lieu entre le Crétacé précoce et le Campanien. Dans le sud de la mer du Labrador, la dérive s'est produite entre le Campanien (anomalie 32) et l'Éocène tardif, tandis que dans le nord elle a commencé au Maastrichtien.

Les entités structurales de la plate-forme du Labrador incluent, du sud au nord, le bassin de Hopedale et le bassin de Saglek. Le bassin de Lady Franklin se trouve plus au nord, au large de la côte sud-est de l'île de Baffin. Les puits forés dans chaque bassin sont identifiés dans les deux sections suivantes.

ÂGE	ZONE		SOUS-ZONE		PUITS HIBERNIA G-55	I-46	J-34	O-35	P-15	K-18	B-08
TURONIEN	14	*Surculosphaeridium longifurcatum*	B	*Surculosphaeridium longifurcatum*	1620	1701.3	1710	1720	1920	1990	2015
TURONIEN	14	*Surculosphaeridium longifurcatum*	A	*Florentinia ferox*	?	1751	1790	1810	1950	2025	
CÉNOMANIEN	13	*Kiokansium polypes*	B	*Cyclonephelium vannophorum*	1650	1798.3	1870		2010	2055	
CÉNOMANIEN	13	*Kiokansium polypes*	A	*Matonisporites excavatus*	1724	1825	1900	1900	2190		2110
ALBIEN	12	*Spinidinium sp. A.*	C	*Aptea polymorpha*	1770	1874	1920		2190+	2145	2115
ALBIEN	12	*Spinidinium sp. A.*	B	*Parvosaccites rugosus*	1800	1888	2030	1971	2310	2175	2130
ALBIEN	12	*Spinidinium sp. A.*	A	*Nodosisporites babsei*	1825	1902	2070	2002		2230	
ALBIEN	11	*Stellatopolis sp. A.*	B	*Plicatella jansonia*	1950		2150+	2045	2340	2275	
ALBIEN	11	*Stellatopolis sp. A.*	A	*Nodosisporites costatus*	2000	1925	2350+	2110	2400?		
APTIEN	10	*Parvosaccites amplus*	C	*Parvosaccites amplus*	2130	2125	2430+	2200?	2430		
APTIEN	10	*Parvosaccites amplus*	B	*Cerbia tabulata*	2175	2160	2503+	2230	2440	2286	2135
APTIEN	10	*Parvosaccites amplus*	A	*Callialasporites turbatus*	2269	2299	?	2290	2455	2294.8	2145
BARRÉMIEN	9	*Subtilisphaera terrula*	D	*Muderongia imparilis*	2414	2358.35	2620	2320	2460	2300	2150
BARRÉMIEN	9	*Subtilisphaera terrula*	C	*Concavissimisporites longiverrucatus*	2480	?		2386		2352	?
HAUTERIVIEN	9	*Subtilisphaera terrula*	B	*Hystrichogonyaulax sp. cf. H. cladophora*	2510	2416	2635	?			2155
HAUTERIVIEN	9	*Subtilisphaera terrula*	A	*Canningia sp. cf. C. reticulata*	2600			2440			2165
HAUTERIVIEN	8	*Muderongia staurota*	C	*Heslertonia heslertonensis*	2640	2472.8		2530	2490		
VALANGINIEN	8	*Muderongia staurota*	B	*Phoberocysta #EB*			2655	2620	2550	2450	2255
VALANGINIEN	8	*Muderongia staurota*	A	*Achomosphaera neptunii*	2725	2473.4	2720	2700?	2675	2540	2315
VALANGINIEN	7	*Pseudoceratium pelliferum*	D	*Surculosphaeridium sp. III*	2857	2478.2	2760	2840		2600	2555
VALANGINIEN	7	*Pseudoceratium pelliferum*	C	*Ctenidodinium elegantulum*	2973?	2496.9			2730	2660	2675
VALANGINIEN	7	*Pseudoceratium pelliferum*	B	*Oligosphaeridium diluculum*	3080	2551.2	2800	2870	2820	2780	2740
VALANGINIEN	7	*Pseudoceratium pelliferum*	A	*Pilosisporites ericus*	?	2594.8	2960	3050	2940	2875	2830
VALANGINIEN	6	*Cerebropollenites macroverrucosus*	B	*Ischyosporites tuberculatus*	3200	2640.5	3070	3095	3060	3025	2895
BERRIASIEN	6	*Cerebropollenites macroverrucosus*	A	*Cicatricosisporites magnus*	?	2826.55+	?	3310	3291	3235	3040
BERRIASIEN	5	*Ctenidodinium panneum*	C	*Muderongia mcwhaei*	3352 3392	2830.8	3150	3490	3480	3450	3245
BERRIASIEN	5	*Ctenidodinium panneum*	B	*Striatella #EJ*	faille jusqu'au socle	3000	3425?	4005	3720	3630	3400
TITHONIQUE	5	*Ctenidodinium panneum*	A	*Amphorula #EA*	faille jusqu'au socle	?	3500? 3711 PT	4185	3820	3745	3492.9
TITHONIQUE	4	*Glossodinium dimorphum*			faille jusqu'au socle	3125 3250		4245	3895	3875	3650
KIMMÉRIDGIEN	3	*? Subtilisphaera paeminosa*	C	*Cantulodinium #EA*	faille jusqu'au socle			4365	3955	3960	3780
KIMMÉRIDGIEN	3	*? Subtilisphaera paeminosa*	B	*Cribroperidinium #E2*	faille jusqu'au socle			4455	4045	4050	3810
KIMMÉRIDGIEN	3	*? Subtilisphaera paeminosa*	A	*Muderongia #EA*	faille jusqu'au socle			4545	4075	4120	3890
KIMMÉRIDGIEN	2	*Pilosisporites sp. A.*	C	*Imbatodinium kondratjevii*	faille jusqu'au socle	faille jusqu'au Trias		4635	4195	4330	4140
KIMMÉRIDGIEN	2	*Pilosisporites sp. A.*	B	*Meiourogonyaulax callomonii*	faille jusqu'au socle	faille jusqu'au Trias		4755	4385	4510	4365
KIMMÉRIDGIEN	2	*Pilosisporites sp. A.*	A	*Cribroperidinium systremmatum*	faille jusqu'au socle	faille jusqu'au Trias		4788 PT	4405 PT	4675	4435 PT
KIMMÉRIDGIEN	1	*Hystrichodinium #DA*								4905 5035 PT	

CGC

Figure 3-9. Zonation pollinique proposée du Jurassique tardif (Kimméridgien) au Crétacé tardif (Turonien) des puits Hibernia dans le bassin de Jeanne d'Arc. La profondeur (m) du « sommet » de chaque zone ou sous-zone dans les puits Hibernia est indiquée dans les colonnes à droite. Le pointillé rouge indique des zones absentes ou douteuses.

Crétacé

Aucune zonation pollinique formelle n'a été établie pour le Crétacé de la plate-forme du Labrador. Gradstein et Williams (1976) ont reconnu deux associations : l'association de *Cerebropollenites mesozoicus* datée du Barrémien-Albien; et l'association d'*Amphidiadema nucula-Leberidocysta (Hexgonifera) chlamydata* du Maastrichtien. L'association de *C. mesozoicus* est présente dans plusieurs puits du bassin de Hopedale, dont Bjarni H-81, Skolp E-07 et Snorri J-90. De l'avis de chercheurs qui ont fait des études plus récentes (Barss et al., 1979), cette association, qui caractérise la Formation de Bjarni, remonte au Barrémien-Aptien. L'association de spores est dominée par des spores cicatricoses. On y trouve quelques taxons de dinoflagellés margino-marins, notamment *Muderongia asymmetrica* (Davies, communication personnelle).

Les roches crétacées post-aptiennes ou pré-maastrichtiennes sont rarement reconnues dans les puits de la plate-forme du Labrador, à l'exception des puits Freydis B-87

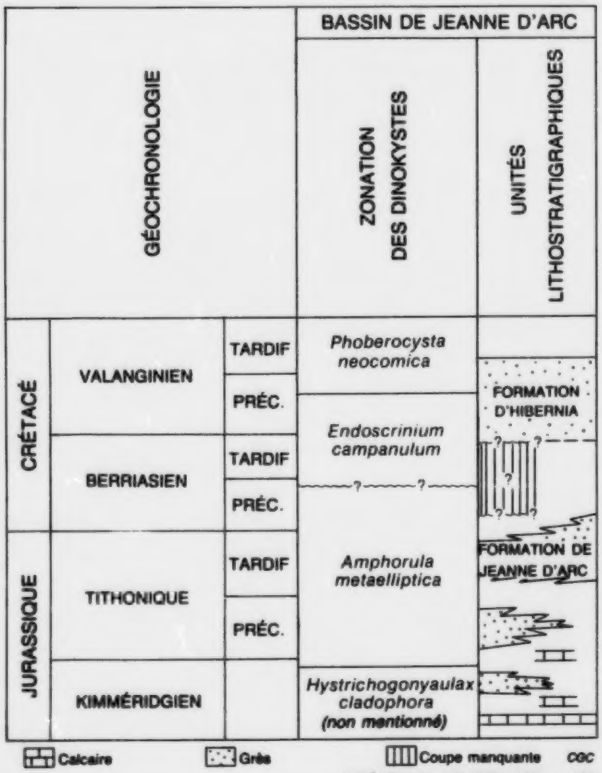


Figure 3-10. Répartitions stratigraphiques d'espèces choisies de dinokystes du Jurassique tardif (Kimméridgien) au Crétacé précoce (Valanginien), dans le bassin de Jeanne d'Arc, d'après van Helden (1986). La zonation proposée de van Helden (1986) est rattachée aux unités lithostratigraphiques reconnues par Arthur et al. (1982).

GÉOCHRONOLOGIE			POLLEN ET SPORES	DINOFLAGELLÉS ET ACRITARCHES
QUAT.	PLÉISTOCÈNE		K	XV
QUAT.	PLIOCÈNE		J	XV
TERTIAIRE	MIOCÈNE	TARDIF	ID	XIVB
TERTIAIRE	MIOCÈNE	TARDIF	ID	XIVA
TERTIAIRE	MIOCÈNE	MOYEN	IC	XIII
TERTIAIRE	MIOCÈNE	PRÉCOCE	IB	XII
TERTIAIRE	MIOCÈNE	PRÉCOCE	IA	XII
TERTIAIRE	OLIGOCÈNE	TARDIF	H	XI
TERTIAIRE	OLIGOCÈNE	PRÉCOCE	H	XI
TERTIAIRE	OLIGOCÈNE	PRÉCOCE	G	X
TERTIAIRE	ÉOCÈNE	TARD.	FE	IXB
TERTIAIRE	ÉOCÈNE	TARD.	FE	IXA
TERTIAIRE	ÉOCÈNE	MOYEN	FD	VIII
TERTIAIRE	ÉOCÈNE	MOYEN	FC	VIII
TERTIAIRE	ÉOCÈNE	PRÉCOCE	FB	VII
TERTIAIRE	ÉOCÈNE	PRÉCOCE	FA	VII
TERTIAIRE	PALÉOCÈNE		E	VI
CRÉTACÉ	MAASTRICHTIEN		D	V
CRÉTACÉ	CAMPANIEN		C	IV
CRÉTACÉ	SANTONIEN		BC	IIIC
CRÉTACÉ	SANTONIEN		BB	IIIB
CRÉTACÉ	CONIACIEN		BA	IIIA
CRÉTACÉ	TURONIEN			II
CRÉTACÉ	CÉNOMANIEN			I
CRÉTACÉ	ALBIEN	TARD.	A	

CGC

Figure 3-11. Divisions biostratigraphiques — d'après la répartition des spores, des pollens, des dinokystes et des acritarches — reconnues par Williams et Brideaux (1975) dans les roches de l'Albien tardif au Pléistocène, des Grands Bancs. Les échantillons analysés proviennent de carottes prélevées dans plusieurs sondages peu profonds forés en 1965.

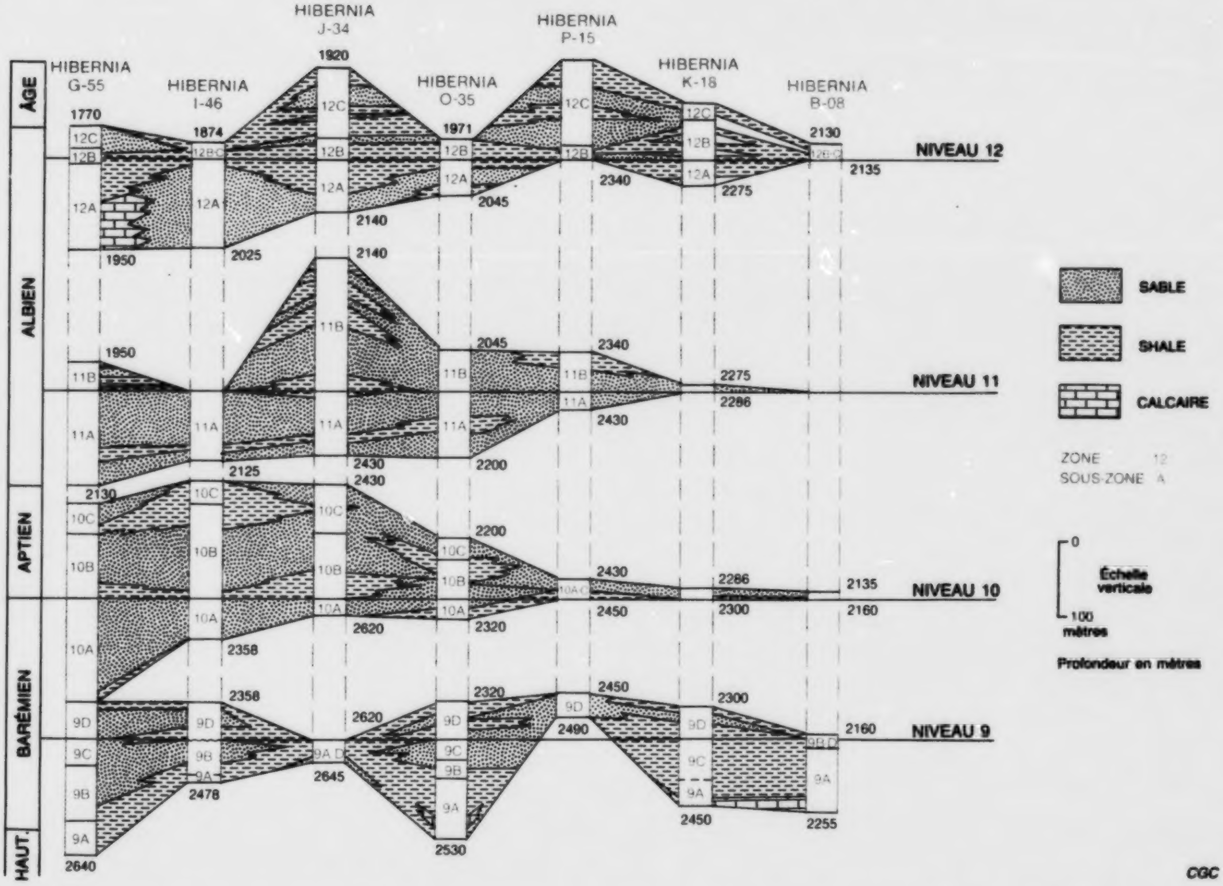


Figure 3-12. Corrélation des « sables d'Avalon » dans les puits du champ pétrolier Hibernia. Les niveaux de référence sont les suivants :niveau 9 (Barrémien), niveau 10 (base de l'Aptien), niveau 11 (Albien), niveau 12 (Albien). Les symboles alphanumériques représentent les sous-zones indiquées à la figure 3-9. Les analyses et compilations ont été effectuées par E.H. Davies.

et Skolp E-07. Dans le puits Freydis B-87, une association de spores sus-jacente à l'association de *Cerebropollenites mesozoicus* a été datée de la fin de l'Albien (Barss et al., 1979). Elle est surmontée d'une association de spores et de dinokystes qui s'échelonne probablement de l'Albien tardif au Cénomanien. Les sédiments renfermant cette association représentent quelques-unes des roches crétacées marines les plus anciennes de la mer du Labrador. Dans le puits Skolp E-07, une association de palynomorphes de l'Albien tardif-Cénomanien en est probablement contemporaine, mais ne contient pas de dinoflagellés. L'intervalle compris entre 1 786,1 et 1 795,3 m (5 860 et 5 890 pi) dans le puits Freydis B-87 renferme des espèces caractéristiques du Turonien d'autres régions. Des associations vraisemblablement coniaciennes-santoniennes sont présentes dans les puits Freydis B-87 et Skolp E-07. Les associations de dinoflagellés du Coniacien et du Santonien présentent de grandes affinités avec celles de l'île Graham (Manum et Cookson, 1964) et de l'île Bylot (Ioannides, 1986). Selon Ioannides, son intervalle I daterait du Santonien-Campanien précoce, un âge qui pourrait être plus conforme pour les associations de la plate-forme du Labrador.

Dans le puits Skolp E-07, entre 1 645 et 1 835 m, une association diversifiée de dinoflagellés semble dater du Santonien-Campanien précoce. Elle présente certaines affinités avec les associations des îles arctiques (McIntyre, 1975). Les sédiments sus-jacents, entre 446,5 et 495,3 m (1 465 et 1 625 pi), sont probablement d'âge campanien. Des roches campaniennes sont également présentes sur la plate-forme de l'île de Baffin (chapitre 7), dans l'île Bylot (Ioannides, 1986) et sur la plate-forme du Groenland occidental (Rolle, 1985).

L'association suivante à *Amphidiadema nucula-Leberidocysta (Hexagonifera) chlamydata* a été datée du Maastrichtien (Gradstein et Williams, 1976). La distribution étendue de cette association et des associations campaniennes sous-jacentes témoigne d'une transgression marine majeure dans la mer du Labrador au Campanien-Maastrichtien. Cela est particulièrement vrai dans le sud et le centre du bassin de Hopedale. Dans le puits Skolp E-07 du bassin de Hopedale, le Maastrichtien peut être subdivisé en deux zones informelles. Le Maastrichtien tardif renferme des espèces de *Laciniadinium* répandues dans les

associations arctiques (Ioannides, 1986). Leur absence dans les autres puits peut indiquer une coupe manquante ou l'occurrence limitée de ces espèces.

Tertiaire

Les roches tertiaires de la plate-forme du Labrador forment une séquence de sédiments clastiques qui peut atteindre plusieurs kilomètres d'épaisseur, notamment dans la subsurface de la plate-forme externe. Les unités lithologiques formelles du Tertiaire sont, de la base vers le sommet : la Formation de Cartwright, la Formation de Kenamu, la Formation de Mokami et la Formation de Saglek (fig. 5, en pochette). Les sédiments ont tendance à devenir plus grossiers de la base vers le sommet, et il y a des traces de recyclage répété, ce qui a entraîné une dilution des concentrations de microfossiles et aggravé le problème du remaniement. Par conséquent, il est souvent difficile de distinguer les palynomorphes autochtones des palynomorphes remaniés.

La zonation des palynomorphes informelle utilisée pour le Tertiaire de la plate-forme du Labrador est représentée à la figure 3-13 (Gradstein et Williams, 1976; Williams et Bujak, 1977a). Les subdivisions informelles, appelées associations, sont basées sur la distribution stratigraphique des dinoflagellés et des spores. Les subdivisions des palynomorphes tertiaires sont reconnaissables en partie ou en totalité dans la plupart des puits de la plate-forme du Labrador et du détroit de Davis, malgré la présence de nombreuses lacunes. L'association d'*Alisocysta (Eisenackia) circumtabulata* du Paléocène moyen est présente dans six puits seulement, soit Gjoa G-37 situé du point de vue tectonique dans le bassin de Saglek et géographiquement dans le détroit de Davis, ainsi que Bjarni H-81, Herjolf M-92, Hopedale E-33, Indian Harbour M-52 et Leif M-48, tous situés dans le bassin de Hopedale de la plate-forme du Labrador. Des hiatus documentés dans le Tertiaire sont présents dans l'Oligocène précoce (Bjarni H-81, Herjolf M-92, Karlsefni A-13 et Leif E-38), l'Oligocène moyen à tardif (Herjolf M-92, Gjoa G-37), l'Oligocène (Hekja A-72, Hopedale E-33) et probablement le Miocène. Williams (communication personnelle), dans une étude palynologique de six puits, a constaté l'absence de sédiments de l'Oligocène moyen à supérieur dans les puits Cartier D-70, Hekja 0-71, Herjolf M-92, Karlsefni A-13 et Roberval K-92. En se basant sur une étude de données sismiques multicanal, Grant (1980) a supposé l'existence d'une discordance régionale au Miocène tardif sur la plate-forme du Labrador. Il est difficile d'étayer cette hypothèse avec les données palynomorphiques, vu la rareté des associations néogènes. Toutefois, dans le puits Bonavista C-99, sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, des sédiments du Pliocène semblent surmonter des sédiments du Miocène moyen.

En raison de la faible résolution du contrôle biostratigraphique dans le Tertiaire de la plate-forme du Labrador, les chercheurs ont évalué d'autres méthodes (Gradstein et Agterberg, 1982). C'est ainsi qu'a été mise au point une méthode de corrélation stratigraphique quantitative, le programme RASC (Ranking and Scaling Program) qui détermine la succession optimale des différentes espèces et leur répartition chronologique. L'application du programme aux données palynologiques du Tertiaire de la plate-forme du Labrador a permis de placer les espèces dans l'ordre indiqué à la figure 3-14. On obtient la succession optimale de 43 taxons, dont quatre sont remaniés. D'après l'emplacement régulier des taxons remaniés, il semble qu'il existe

GÉOCHRONOLOGIE			ASSOCIATION	PUITS DE LA PLATE-FORME DU LABRADOR									
				Freydis B-87	Indian Harbour M-52	Leif E-38	Leif M-48	Cartier D-70	Gudrid H-55	Bjarni H-81	Herjolf M-92	Snorri J-90	Karlsefni A-13
CÉNOZOÏQUE	PLÉISTOCÈNE PLIOCÈNE		*Tsugaepollenites igniculus*	451.1 -515.1	304.8 -579.1	344.4 -585.2	393.2 -576.1			381.0 -731.5	487.7 -801.6	393.2 -576.1	536.5 -1243.6
	MIOCÈNE	TARDIF / MOYEN	*Operculodinium centrocarpum*	542.5 -823.0		606.6 -874.8	731.5 -880.9	591.3 -1109.5	506.0 -713.2	871.7 -972.3	823.0 -1106.4	731.5 -880.9	1264.9 -1917.2
		PRÉC.	*Epicephalopyxis indentata*	841.3 -1036.3		779.4 -890.0	880.9 -1155.2	1143.0 -1213.1	731.5 -1423.4	1024.1 -1307.6	1127.8 -1350.3	880.9 -1155.2	1942.8 -2008.6
	OLIGOCÈNE	TARDIF	*Cordosphaeridium fibrospinosum-Deflandrea sp.*	1045.5 -1054.6		P.T.	1173.5 -1194.8	1271.0 -1277.1	?	1328.9 -1368.6	?	1173.5 -1194.8	
		PRÉC.	*Wetzeliella ovalis*	1066.8 -1077.5			1200.9 -1237.5		1450.8 -1645.9	?		1200.9 -1237.5	
	ÉOCÈNE	TARDIF / MOYEN	*Wetzeliella lunaris*	1097.3 -1338.1	1447.8 -2490.2		1255.8 -1511.8	1301.5 -1700.8	1670.3 -2090.9	1389.9 -1825.8	1402.1 -1777.0	1255.8 -1511.8	2046.3 -2767.6
		PRÉC.	*Areoligera senonensis*	1356.4 -1411.2	2508.5 -3038.9		1527.0 -1722.1	1728.2 -1761.7	2109.2 -2228.1	1831.8 -1917.2	1798.3 -2142.7	1527.1 -1722.1	2792.0 -3774.0
	PALÉOCÈNE	TARDIF	*Deflandrea speciosa*	1429.5 -1466.1	3057.1 -3121.2		1742.5 -1752.6	1783.1 -1859.3	2243.3 -2377.4	1938.5 -1947.7	2164.1 -2173.2	1741.0 -1752.6	3794.8 -3925.8
		TARDIF / PRÉC.	*Eisenackia circumtabulata*		3139.4 -3148.6		1767.8		?	1969.0 -2039.1	2194.6 -2203.7	1767.8	
		PRÉC.	*P. pyrophorum*	1484.4 -1493.5	3166.9 -3176.0			1883.7 -1905.0	2395.7 -2432.3	2054.4 -2063.5	2225.0 -2325.6	1791.0 -1836.4	3947.2 -4108.7

CGC

Figure 3-13. Associations de palynomorphes du Cénozoïque reconnues par Gradstein et Williams (1976) et Williams et Bujak (1977) et leurs occurrences dans certains puits de la plate-forme du Labrador. Les puits sont placés par ordre séquentiel, du sud au nord. La profondeur est exprimée en mètres.

une relation temporelle entre les matériaux remaniés et les associations autochtones. Un dendrogramme basé sur 38 taxons fournit une zonation plus précise que celle de Gradstein et Williams (1976) qui repose sur des bases subjectives. Cette zonation est actuellement appliquée aux puits de la plate-forme du Labrador.

POS. DE LA SÉQUENCE	NBRE. DE FOSSILES	RÉPARTITION	TAXON DE PALYNOMORPHES
1	115	0 - 2	*Pinus*
2	173	1 - 3	*Tsugaepollenites igniculus*
3	1	2 - 6	*Abies*
4	182	2 - 5	*Osmundacidites*
5	230	4 - 6	*Chatangiella* (remanié)
6	7	5 - 8	*Alnipollenites verus*
7	34	5 - 8	*Caryapollenites simplex*
8	104	7 - 9	*Osmundacidites* DA
9	175	8 - 10	*Ulmipollenites* DA
10	166	9 - 11	*Triporopollenites*
11	12	10 - 12	*Aquilapollenites* (introduit)
12	469	11 - 13	*Systematophora ancyrea*
13	519	12 - 14	*Varyhachium trispinosum*
14	159	13 - 16	*Triatriopollenites*
15	125	13 - 16	*Podocarpidites* DA (remanié)
16	59	15 - 17	*Deltoidospora*
17	129	16 - 18	*Polypodiacidites* DA
18	378	17 - 19	*Lingulodinium machaerophorum*
19	204	18 - 20	*Areoligera coronata* (remanié)
20	98	19 - 22	*Nyssapollenites*
21	504	18 - 22	*Epicephalopyxis indentata*
22	236	21 - 23	*Chatangiella victoriensis* (remanié)
23	65	22 - 24	*Extratriporopollenites* (remanié)
24	333	23 - 25	*Hystrichokolpoma rigaudiae*
25	37	24 - 26	*Cicatricosisporites*
26	401	25 - 27	*Operculodinium centrocarpum*
27	422	26 - 28	*Phthanoperidinium*
28	271	27 - 29	*Dapsilidinium pastielsii*
29	348	28 - 30	*Impletosphaeridium transfodum*
30	277	29 - 32	*Deflandrea phosphoritica*
31	511	29 - 32	*Pediastrum*
32	198	31 - 33	*Apectodinium homomorphum*
33	318	32 - 34	*Glaphyrocysta ordinata*
34	491	33 - 35	*Wetzeliella articulata*
35	477	34 - 37	*Thalassiphora patula*
36	397	34 - 38	*Oligosphaeridium complex*
37	331	35 - 38	*Hystrichokolpoma cinctum*
38	222	37 - 39	*Ceratiopsis dartmooria*
39	226	38 - 40	*Ceratiopsis speciosa*
40	192	39 - 41	*Alisocysta circumtabulata*
41	412	40 - 42	*Palaeoperidinium pyrophorum*
42	405	41 - 43	*Palaeocystodinium*

CGC

Figure 3-14. Succession optimale des taxons de palynomorphes du Tertiaire de la plate-forme du Labrador, établie à l'aide du programme RASC (Ranking and Scaling program) décrit par Gradstein et Agterberg (1982).

FORAMINIFÈRES ET OSTRACODES DU MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE

Durant la dernière décennie, des percées importantes ont été faites au chapitre de l'utilisation des zonations de foraminifères et d'ostracodes du Mésozoïque-Cénozoïque au large de la côte Est du Canada. Comme ces organismes sont principalement marins, ils n'ont pu fournir de contrôle chronologique dans le Trias. Les zonations portent par conséquent sur le Jurassique, le Crétacé et le Tertiaire des différentes régions géographiques décrites dans la section consacrée aux palynomorphes. L'utilisation obligatoire et presque exclusive de déblais de forage a fait en sorte que le niveau de dernière présence ou « sommet » de chaque espèce joue un rôle important. L'intégration des différentes zonations a quelque peu minimisé cette importance. Toutefois, dans plusieurs cas, des écarts existent entre les données fournies par les foraminifères, les ostracodes et les palynomorphes, conséquence directe du type d'échantillon prélevé. Par exemple, des lames minces de pollens ont été fabriquées à partir d'échantillons de carottage latéral qui étaient trop petits pour permettre l'analyse du contenu en foraminifères et en ostracodes. De telles différences seront traitées dans la présente étude, tandis qu'une comparaison détaillée des zonations de chaque puits peut être trouvée dans les ouvrages suivants : Gradstein, 1975, 1976, 1978; Gradstein et al., 1975; Ascoli, 1976, 1981, 1984; Jansa et al., 1980b; Thomas et Gradstein, 1981; Ascoli et al., 1984; et Williamson, 1987.

Plate-forme Néo-Écossaise — Grands Bancs
Jurassique

Au large de la côte Est, les plus anciens sédiments jurassiques renfermant des foraminifères sont d'âge pliensbachien et sont présents sur les Grands Bancs. Gradstein et al. (1975) ont établi une zonation comprenant huit subdivisions d'après la présence de foraminifères dont l'âge s'échelonne du Pliensbachien au Tithonique.

La première zonation détaillée des foraminifères dans le Jurassique des Grands Bancs a été publiée par Gradstein (1976). Dans son étude de six puits (Cormorant N-83, Eider M-75, Egret K-36, Bittern M-62, Heron H-73 et Murre G-67), il a défini huit zones (fig. 3-15). Les associations ont été corrélées chronostratigraphiquement avec les associations du même âge du nord-ouest de l'Europe, de la Pologne et de l'U.R.S.S. Exton et Gradstein (1984) ont modifié la zonation des foraminifères et utilisé des taxons d'ostracodes pour le Pliensbachien-Aalénien des Grands Bancs. Des coupes de surface portugaises ont assuré le contrôle stratigraphique (fig. 3-16).

La zonation établie par Ascoli (1976, 1981) et Ascoli et al. (1984) est généralement utilisée pour le Jurassique de la plate-forme Néo-Écossaise; une version à jour est donnée à la figure 3-17. La zonation, qui reflète les différents milieux de sédimentation, comprend quatre subdivisions établies en fonction des foraminifères planctoniques, des foraminifères benthiques calcaires, des foraminifères benthiques agglutinants et des ostracodes. Toutes les zones sont des cénozones telles que définies par l'American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1961). Chaque cénozone reçoit le nom d'un, de deux ou de trois « marqueurs de zone » qui atteignent leur niveau de présence stratigraphique le plus élevé dans cette zone.

Ascoli (1976) a reconnu deux zones à foraminifères planctoniques dans le Jurassique moyen-tardif. Cette zonation (fig. 3-17) est utilisée dans le présent chapitre.

La zonation des foraminifères benthiques calcaires mentionnée dans Ascoli (1976) repose sur des études menées par Simon et Bartenstein (1962), Ohm (1967), Bartenstein (1976a, b, c) et van Hinte (1976). Ces cinq zones correspondent grosso modo au Bathonien, au Callovien, à l'Oxfordien, au Kimméridgien (« *sensu gallico* ») et au Tithonique. Les zones révisées sont indiquées à la figure 3-17. Les épistominides sont des repères importants dans le Jurassique moyen et tardif et le Crétacé précoce (Ascoli, 1981, 1984). La calibration des répartitions stratigraphiques

GÉOCHRONOLOGIE			NÉRITIQUE	
			PEU PROF.-PROF.	TRÈS PEU PROFOND
JURASSIQUE	TARDIF	TITHONIQUE		*Anchispirocyclina lusitanica*
		KIMMÉRIDGIEN	*Epistomina mosquensis*	*Pseudocyclammina jaccardi*
		OXFORDIEN		
	MOYEN	CALLOVIEN	*Reinholdella crebravar*	
		BATHONIEN	*'Globigerina' bathoniana*	
		BAJOCIEN	*Garantella ssp.*	
		AALÉNIEN	*Lenticulina d'orbignyi*	
	PRÉCOCE	TOARCIEN		
		PLIENSBACHIEN	*Involutina liassica*	
		SINÉMURIEN-HETTANGIEN		

CGC

Figure 3-15. Zonation des foraminifères du Jurassique des Grands Bancs, fondée sur des puits forés dans le sous-bassin de la Baleine Sud et le bassin de Jeanne d'Arc, et établie par Gradstein (1976).

		ÂGE		ESPÈCE / ZONE À AMMONITES	ZONES À FORAMINIFÈRES-OSTRACODES		
					Bassin lusitanien	Grands Bancs	Europe occidentale principalement
JURASSIQUE	MOYEN	AALÉNIEN		*concavum*	*Lenticulina d'orbignyi*	*Lenticulina d'orbignyi*	*Lenticulina d'orbignyi*
				murchisonae			
				opalinum			
	PRÉCOCE	TOARCIEN	T	*levesquei*			
				thouarsense		?	
			M	*variabilis*	*Bairdiacypris sp.*	*Bairdiacypris sp.*	
				bifrons			*Vaginulina clathrata group*
			P	*falciferum*			
				tenuicostatum		?	
		PLIENSBACHIEN	T	*spinatum*	*Frondicularia terquemi*	*Involutina liassica*	*Marginulina prima plex. interrupta*
				margaritatus			
			P	*davoei*			
				ibex			
				jamesoni			
		SINÉMURIEN	T	*raricostatum*			
				oxynotum			*Dentalina matutina*
				obtusum			

CGC

Figure 3-16. Zonation des foraminifères et des ostracodes du Sinémurien-Aalénien des Grands Bancs, du bassin lusitanien dans l'ouest du Portugal, et de l'Europe occidentale (adaptée d'Exton et Gradstein, 1984), et relation avec les zonations d'ammonites classiques.

des épistominides en fonction de la biozonation classique des calpionelles du domaine téthysien (Jansa et al., 1980b) signifie que les âges attribués dans les coupes du Jurassique tardif-Crétacé précoce au large de la côte Est du Canada sont très précis.

La zonation jurassique basée sur les foraminifères benthiques agglutinants ne permet pas de subdiviser le Jurassique moyen. Dans le Jurassique tardif, trois zones, sinon quatre, sont reconnues (fig. 3-17).

La zonation des ostracodes dans le Jurassique moyen et tardif est basée principalement sur les études d'Oertli (1957, 1959, 1985), de Simon et Bartenstein (1962) et de Bate et Robinson (1978) des coupes européennes. Les quatre subdivisions du Jurassique ont été modifiées ici, les zones s'échelonnant du Bathonien au Tithonique (fig. 3-17). Chacun des trois étages du Jurassique tardif peut être subdivisé en « précoce » et « tardif ».

La distribution latérale des zones du Jurassique tardif (foraminifères benthiques calcaires, foraminifères benthiques arénacés et ostracodes) est traitée dans Ascoli (1981). Toutes ces zones du Jurassique moyen et tardif sont présentes dans les puits du bassin Néo-Écossais, de la plateforme de LaHave et des bassins de Carson et de Jeanne d'Arc.

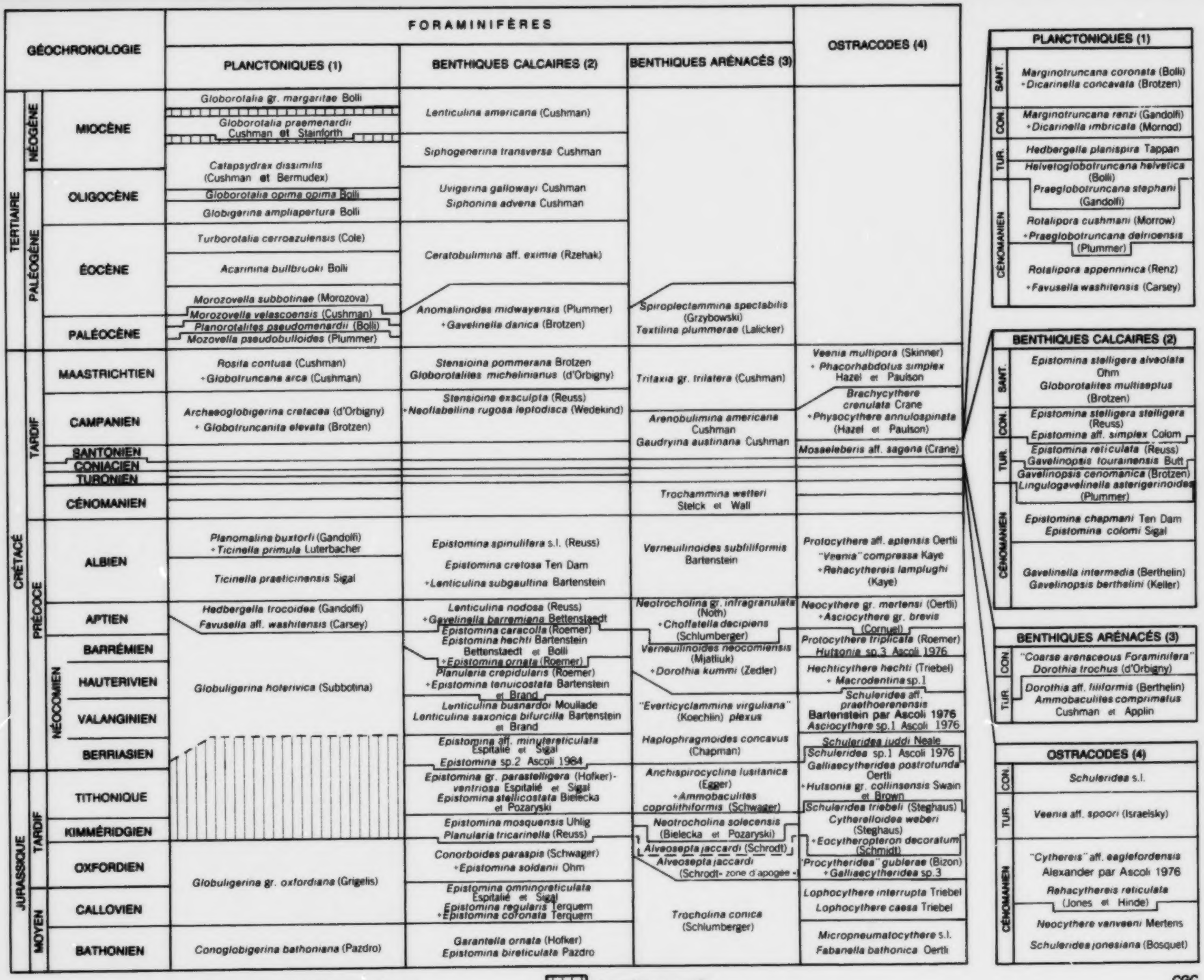
Plusieurs auteurs (Jansa et al., 1980b; Ascoli, 1984; Ascoli et al., 1984) ont démontré le caractère cosmopolite de la zonation du Jurassique. Les zonations du Jurassique tardif-Crétacé précoce qui sont basées sur les ostracodes et les foraminifères benthiques calcaires et agglutinants peuvent être reconnues dans les puits G-1 et G-2 forés dans le bassin du banc de Georges dans le cadre du COST (Continental Offshore Stratigraphic Test), le puits COST B-3 dans la cuvette du canyon de Baltimore, le puits Bonnition H-32 dans le bassin de Carson, et le puits Hibernia P-15 dans le bassin de Jeanne d'Arc.

Les résultats d'études biostratigraphiques plus détaillées menées dans le bassin de Jeanne d'Arc sont intégrés aux zonations des foraminifères présentées ici. Les études ont également confirmé la présence de foraminifères marqueurs de zone du Jurassique tardif reconnus par Moullade (1984) dans des sédiments marins d'eau profonde.

Williamson (1987) a également réévalué les associations de foraminifères du bassin de Jeanne d'Arc et utilisé des méthodes stratigraphiques quantitatives. Il a déterminé le niveau de dernière présence de 133 taxons de foraminifères dans 13 puits, dont Hibernia B-08, K-18, G-55, O-35 et P-15, Hebron I-13 et Ben Nevis I-45. Les relations stratigraphiques entre les taxons ont été analysées à l'aide du programme RASC, qui établit la succession optimale et la durée des événements biostratigraphiques à partir des taxons (fig. 3-18). Cette zonation a permis de reconnaître 11 zones dont deux dans le Kimméridgien et le Tithonique du Jurassique tardif. Ces deux zones les plus anciennes sont caractérisées par des foraminifères benthiques calcaires, comprenant les espèces *Epistomina* et *Lenticulina*. La zonation diffère d'autres études faites par Ascoli (1976), Gradstein (1976) et Ascoli et al. (1984). Deux des espèces index du début du Kimméridgien ont été utilisées comme telles dans le Callovien (*Epistomina regularis*) et le Tithonique (*Lenticulina quenstedti*).

Crétacé

La zonation des foraminifères et des ostracodes qui est acceptée généralement pour le bassin Néo-Écossais est celle d'Ascoli (1976 et présent chapitre). La zonation des foraminifères planctoniques est basée sur les zonations cosmopolites proposées par Bolli (1966) et d'autres chercheurs;



*Niveau de dernière présence dans la partie inférieure de la zone

Intervalles non zonés

Figure 3-17. Zonations des foraminifères et des ostracodes du Mésozoïque-Cénozoïque du banc de Georges et des bassins Néo-Écossais, de Jeanne d'Arc et de Carson, établies par Ascoli (1976, 1981, 1984, présent chapitre). Les zonations du Cénomanien-Santonien sont présentées dans la dernière colonne de gauche.

elle a été mise à jour dans le présent chapitre afin de tenir compte de la zonation proposée par Caron (1985).

Dix zones à foraminifères planctoniques, dont les limites correspondent habituellement à celles des étages, ont été reconnues dans le Crétacé (Ascoli, 1976). La plus ancienne, la Zone à *Caucasella hoterivica*, date du Valanginien-Barrémien; elle est aujourd'hui désignée sous le nom de Zone à *Globuligerina hoterivica*. L'absence de contrôle détaillé dans le Néocomien reflète généralement la prédominance des sédiments d'eau peu profonde dans les puits. Les autres zones ont permis de reconnaître presque tout le Crétacé. Ascoli (présent chapitre) propose plusieurs modifications à cette zonation. Ainsi, l'Albien est subdivisé en Albien précoce-moyen et en Albien tardif, ce dernier pouvant comporter d'autres subdivisions. La zone du Cénomanien précoce à moyen et la zone du Cénomanien tardif peuvent être subdivisées davantage. Le Turonien, le Coniacien, le Santonien, le Campanien et le Maastrichtien peuvent être subdivisés en précoce et tardif. La zonation actuellement acceptée est indiquée à la figure 3-17. La majorité des zones à foraminifères planctoniques sont identifiables dans la plupart des puits marins, de la cuvette du canyon de Baltimore, au sud, jusqu'au bassin de Terre-Neuve Est, au nord.

La zonation des foraminifères benthiques calcaires (Ascoli, 1976 et présent chapitre) permet de subdiviser le Crétacé en 14 zones (fig. 3-17). La zonation néocomienne repose en grande partie sur la prédominance des espèces d'épistominides (Ascoli, 1984). Les zones suivantes correspondent aux autres âges du Crétacé et permettent de subdiviser l'Aptien, le Cénomanien, le Campanien et le Maastrichtien.

Au Crétacé, les foraminifères benthiques agglutinants étaient particulièrement abondants dans les milieux littoraux et épinéritiques. Ils sont très utiles aux fins de datation et de corrélation dans les séquences réservoirs clastiques des formations de Missisauga et de Logan Canyon du bassin Néo-Écossais et les séquences du même âge du bassin de Jeanne d'Arc. Les zones à foraminifères benthiques agglutinants proposées par Ascoli (1976) et modifiées légèrement dans Ascoli et al. (1984) ont permis de subdiviser le Crétacé en huit zones. Cette zonation a été modifiée dans le présent chapitre, comme l'indique la figure 3-17.

Ascoli (1976) a également proposé une zonation des ostracodes du Crétacé au large de la côte Est du Canada. Dans le Crétacé précoce, les taxons dominants présentent de nettes affinités avec des associations européennes du même âge (Oertli, 1958; Simon et Bartenstein, 1962). Les taxons du Crétacé tardif montrent des affinités nord-américaines en ce qu'ils présentent certaines ressemblances avec les associations décrites par Howe et Laurencich (1958), Hazel et Paulson (1964) et Crane (1965). Presque tous les étages du Crétacé sont représentés dans les dix zones identifiées par Ascoli (1976).

Dans le présent chapitre, la zonation des ostracodes du Crétacé a été modifiée et onze zones sont aujourd'hui reconnues (fig. 3-17). Il est également possible de subdiviser le Hauterivien, l'Aptien, l'Albien, le Santonien tardif-Campanien précoce et le Campanien tardif-Maastrichtien. La zonation des ostracodes est particulièrement utile pour zoner et corréler les sédiments deltaïques, lagunaires et épinéritiques.

La nécessité d'établir une zonation détaillée et de corréler les sables réservoirs du bassin de Jeanne d'Arc a incité Ascoli à étudier les foraminifères et les ostracodes présents dans les intervalles du Crétacé précoce de 11 puits au large de la côte est de Terre-Neuve. Les résultats ont été intégrés à la zonation utilisée dans le présent chapitre.

À l'aide du programme RASC, qui détermine la succession optimale et la durée des événements biostratigraphiques de taxons de foraminifères stratigraphiquement significatifs, Williamson (1987) a également étudié plusieurs puits du bassin de Jeanne d'Arc. Dans le Crétacé, neuf concentrations ou groupes distincts appelés « zones RASC » ont été reconnus (fig. 3-18). Chaque zone est définie par la dernière apparition des taxons repères. Les zones correspondent aux cénozones traditionnelles ou aux zones d'intervalle du Code stratigraphique nord-américain (article 50, alinéa 3, 1983).

Les taxons caractéristiques des zones RASC sont souvent identiques aux espèces index utilisées par Ascoli. Les zones IX à VI sont dominées par les foraminifères benthiques calcaires qui permettent parfois d'établir des corrélations avec les stratotypes européens et d'utiliser la zonation d'Ascoli (1976 et présent chapitre). Des variations importantes ont toutefois été relevées dans la répartition stratigraphique des 32 espèces communes aux deux zonations. Onze espèces seulement ont des « sommets » (niveaux de dernière présence) identiques. Le niveau de dernière présence varie jusqu'à un étage chez seize espèces, de deux étages chez quatre espèces et de trois étages chez une espèce. Selon Williamson (1987), trois espèces — *Ammobaculites coprolithiformis, Lenticulina guttata* et *Conorboides valendisensis* — caractérisent le Berriasien-Valanginien. D'après Ascoli, *A. coprolithiformis* ne s'étend pas au-delà du Tithonique précoce et *L. guttata* et *C. valendisensis* se rencontrent jusqu'au Hauterivien tardif.

Les taxons caractéristiques des zones RASC VIII et V comprennent également des foraminifères agglutinants, tels que *Choffatella decipiens* (Zone RASC V). Les zones RASC IV à I sont généralement dominées par des foraminifères planctoniques décrits initialement dans des coupes européennes ou d'autres coupes nord-américaines. Dans les zones plus récentes, les foraminifères benthiques calcaires ont une importance secondaire.

Les zonations RASC les plus complètes ont été établies dans les puits Ben Nevis I-45 et Hibernia K-18. La Zone RASC VI du Barrémien est absente dans les puits Hibernia P-15, O-35 et G-55 et Hebron I-13. La Zone RASC IV de l'Aptien n'a pas été reconnue dans les puits Hibernia B-08 et Nautilus C-92. Ces observations diffèrent quelque peu de celles d'autres études. Ascoli n'a reconnu aucun sédiment du Barrémien au Cénomanien dans le puits Hibernia B-08. Davies (fig. 3-9) a également constaté la présence de lacunes dans l'Albien.

L'application de la zonation RASC aux puits Hibernia a permis de dater les unités de sable identifiées par Arthur et al. (1982). Le membre d'Hibernia (maintenant désigné « Formation d'Hibernia ») et le membre de Catalina ou « C » (aujourd'hui connu sous le nom de « Formation de Catalina ») sont présents dans la Zone RASC IX, et ont donc été attribués au Berriasien-Valanginien. La présence du membre d'Avalon (maintenant « Formation d'Avalon ») dans la Zone RASC IV donne un âge aptien moyen à aptien tardif.

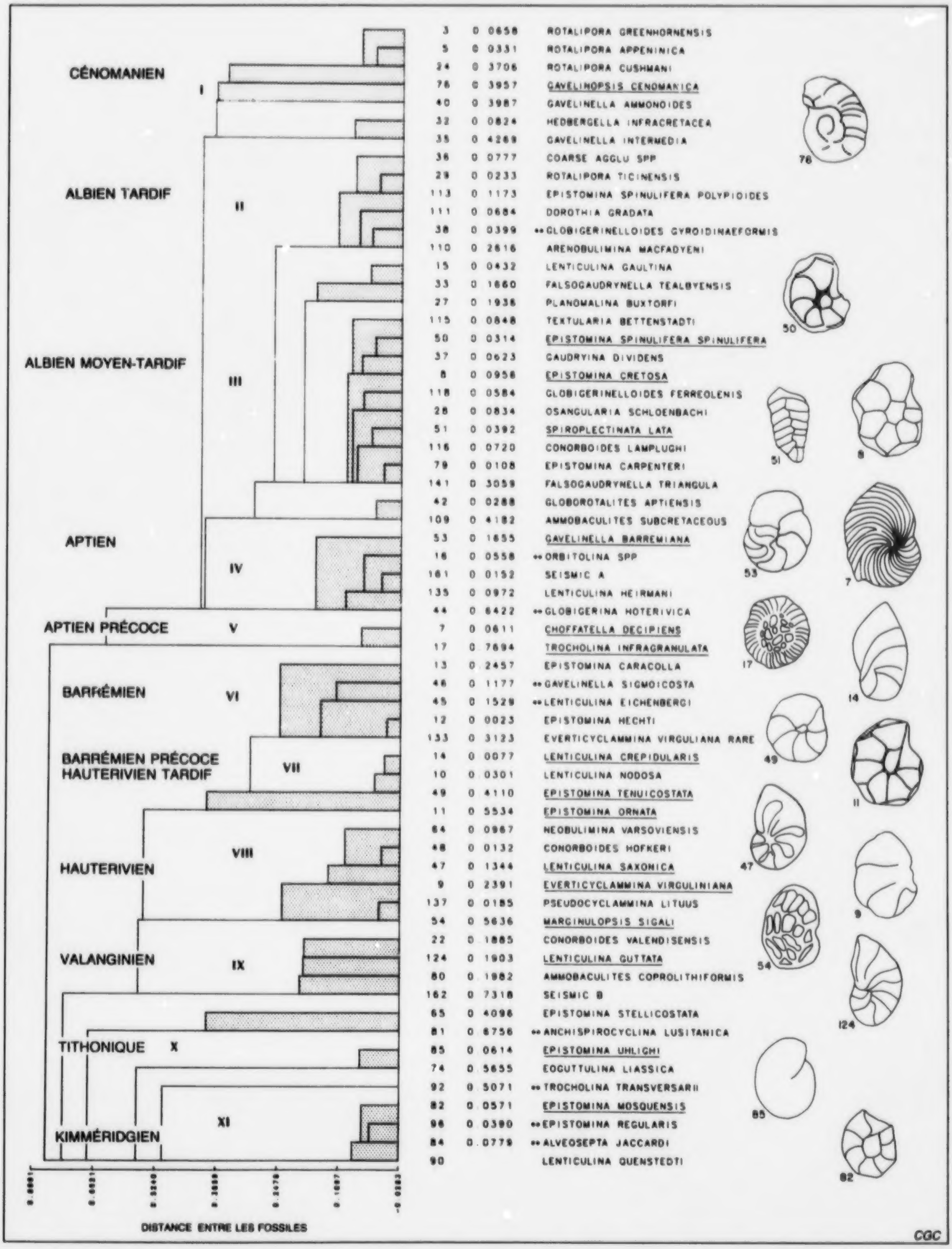


Figure 3-18. Zonation des foraminifères du Jurassique tardif-Crétacé précoce et du Cénomanien du bassin de Jeanne d'Arc. Le dendrogramme indique les zones d'intervalle du RASC et leurs relations chronostratigraphiques; les sections ombrées représentent les biozones du RASC. Les zones ou groupements sont désignés d'après le taxon souligné. Les astérisques identifient les événements uniques. Tiré de Williamson (1987).

Deux discordances biostratigraphiques peuvent être reconnues. La Zone RASC VII renferme une discordance pré-aptienne observée dans les puits Ben Nevis I-45, Hebron I-13, Hibernia G-55, O-35, P-15, K-18, B-08 et Nautilus C-92. Dans les puits étudiés, la discordance d'Avalon est associée à la Zone RASC IV (Albien précoce).

Le programme RASC a également été appliqué aux foraminifères du Crétacé tardif des Grands Bancs (Agterberg et al., 1985). La succession optimale des foraminifères planctoniques et benthiques est indiquée à la figure 3-19.

Tertiaire

Les études biostratigraphiques des roches tertiaires au large de la côte Est du Canada ont été plus détaillées que les études lithostratigraphiques. Cela est particulièrement vrai pour la Formation de Banquereau dans le bassin Néo-Écossais.

Ascoli (1976) a proposé une zonation des foraminifères planctoniques basée sur des études antérieures d'autres chercheurs, dont Bolli (1966) et Stainforth et al. (1975). Les zones n'ont pas permis de reconnaître les intervalles de la fin de l'Éocène précoce, de la fin du Miocène précoce et de la fin du Miocène moyen-début du Miocène tardif. Dans le présent chapitre, la zonation susmentionnée a été améliorées, avec l'identification de 11 zones tertiaires et la définition du début de l'Éocène précoce (fig. 3-17).

La zonation basée sur les foraminifères benthiques calcaires (Ascoli, 1976) est présentée à la figure 3-17. Les foraminifères agglutinants sont moins importants dans les séquences clastiques tertiaires des bassins méridionaux au large de la côte Est du Canada. Une seule zone, datée du Paléocène-Éocène précoce, a été définie par Ascoli (1976). Cela fait contraste avec l'utilisation de foraminifères agglutinants dans la zonation du Tertiaire des bassins de Saglek et de Hopedale.

POSITION DE LA SÉQUENCE	NOMBRE DE FOSSILES	RÉPARTITION	NOM DU FOSSILE
1	5	0 - 5	*Stensioina pommerana*
2	4	0 - 6	*Globotruncana arca*
3	3	0 - 6	*Globotruncana stuarti*
4	105	0 - 5	*Loxostoma gemmum*
5	6	4 - 6	*Globotruncanella havanensis*
6	8	5 - 8	*Globigerinelloides messinae*
7	16	5 - 8	*Rugoglobigerina rugosa*
8	13	7 - 9	*Globotruncana linneiana*
9	12	8 - 10	*Globotruncana stuartiformis*
10	11	9 - 11	*Globotruncana fornicata*
11	14	10 - 12	*Globotruncana cretacea*
12	15	11 - 13	*Globotruncana marginata*
13	26	12 - 16	*Globotruncana angusticarinata*
14	108	12 - 19	*Gavelinella minima*
15	56	12 - 16	*Gaudryina austinana*
16	20	15 - 17	*Globotruncana coronata*
17	23	16 - 18	*Stensioina exculpta*
18	55	17 - 19	*Globotruncana carinata*
19	109	18 - 20	*Coarse agglutinated spp.*
20	24	19 - 21	*Hedbergella amabilis*
21	22	20 - 22	*Sigalia deflaensis*
22	54	21 - 23	*Globotruncana concavata*
23	72	22 - 24	*Globotruncana renzi*
24	110	23 - 25	*Globotruncana imbricata*
25	70	24 - 26	*Hedbergella bosquensis*
26	112	25 - 28	*Globotruncana helvetica*
27	30	25 - 29	*Praeglobotruncana stephani*
28	71	26 - 29	*Globotruncana schneegansi*
29	31	28 - 30	*Praeglobotruncana turbinata*
30	27	29 - 32	*Rotalipora cushmani*
31	131	29 - 32	*Gavelinopsis cenomanica*

CGC

Figure 3-19. Succession optimale des taxons de foraminifères du Crétacé tardif des Grands Bancs (d'après Agterberg et al., 1985).

Gradstein et Agterberg (1982) ont publié des modèles stratigraphiques des foraminifères cénozoïques du nord-ouest de la marge atlantique; les résultats pour la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs sont présentés ici. La succession optimale de 206 taxons de foraminifères tertiaires dans 22 puits a été obtenue, et l'intervalle moyen entre les événements successifs de la succession optimale a été calculé par le biais du programme RASC. Les foraminifères benthiques et planctoniques diminuent en nombre du sud au nord, passant de 75 taxons planctoniques sur la plate-forme Néo-Écossaise à 30 taxons seulement sur la plate-forme du Labrador. Inversement, le nombre de foraminifères agglutinants augmente du sud au nord.

Les variations selon la latitude de l'abondance relative de ces trois groupes de foraminifères ont permis d'établir deux zonations RASC distinctes. La zonation méridionale a été établie à partir de six puits du bassin Néo-Écossais, soit Mohican I-100, Triumph P-50, Wenonah J-75, Kittiwake P-11, Brant P-87 et Heron H-73. Dans cette zonation, qui tient compte des résultats d'Ascoli (1976), le Tertiaire est subdivisé en douze zones. Les groupes reliés à la zonation classique des foraminifères planctoniques établie par Stainforth et al. (1975) sont indiqués à la figure 3-20. Selon Gradstein et Agterberg (1982), ils pourraient correspondre à des cénozones.

Les associations de foraminifères planctoniques au large de la côte Est du Canada ont également été reliées à la zonation planctonique classique (Gradstein et Agterberg, 1982). La zonation établie dans les six puits méridionaux diffère de celle établie dans les 16 puits du nord. Un hiatus majeur observé dans les puits correspond aux zones classiques à *Cassigerinella chipolensis* et à *Globigerina ampliapertura*, et indique l'absence partielle ou totale de l'Oligocène précoce dans les puits du sud. Par endroits, la coupe de l'Éocène comporte également des lacunes, indice d'un épuisement des sédiments ou d'un abaissement eustatique du niveau marin. L'importance moindre ou l'absence de la Zone à *Globorotalia acostaensis* témoigne d'un refroidissement à des latitudes plus élevées ou d'un abaissement eustatique du niveau marin.

Les 16 puits septentrionaux comprennent les puits Osprey H-84 dans le bassin de Carson, ainsi que Egret N-46, Egret K-36 et Dominion O-23 dans le bassin de Jeanne d'Arc (Gradstein et Agterberg, 1982). La zonation détaillée de ces puits n'a pas été publiée. Toutefois, Gradstein (1985) a proposé une zonation du Tertiaire de deux autres puits du bassin de Jeanne d'Arc, soit Hibernia P-15 et Adolphus D-50. La zonation la plus complète s'observe dans le puits Adolphus D-50 où les dix zones sont reconnues. Selon Gradstein (1985), le puits Hibernia P-15 renferme des sédiments de l'Éocène moyen et supérieur, de l'Oligocène et du Miocène inférieur et moyen. Dans le puits Adolphus D-50, l'Oligocène est mince et probablement incomplet.

Vu leur petit nombre et leur occurrence variable, les ostracodes n'ont pas été utilisés pour établir la zonation du Tertiaire au large de la côte Est du Canada.

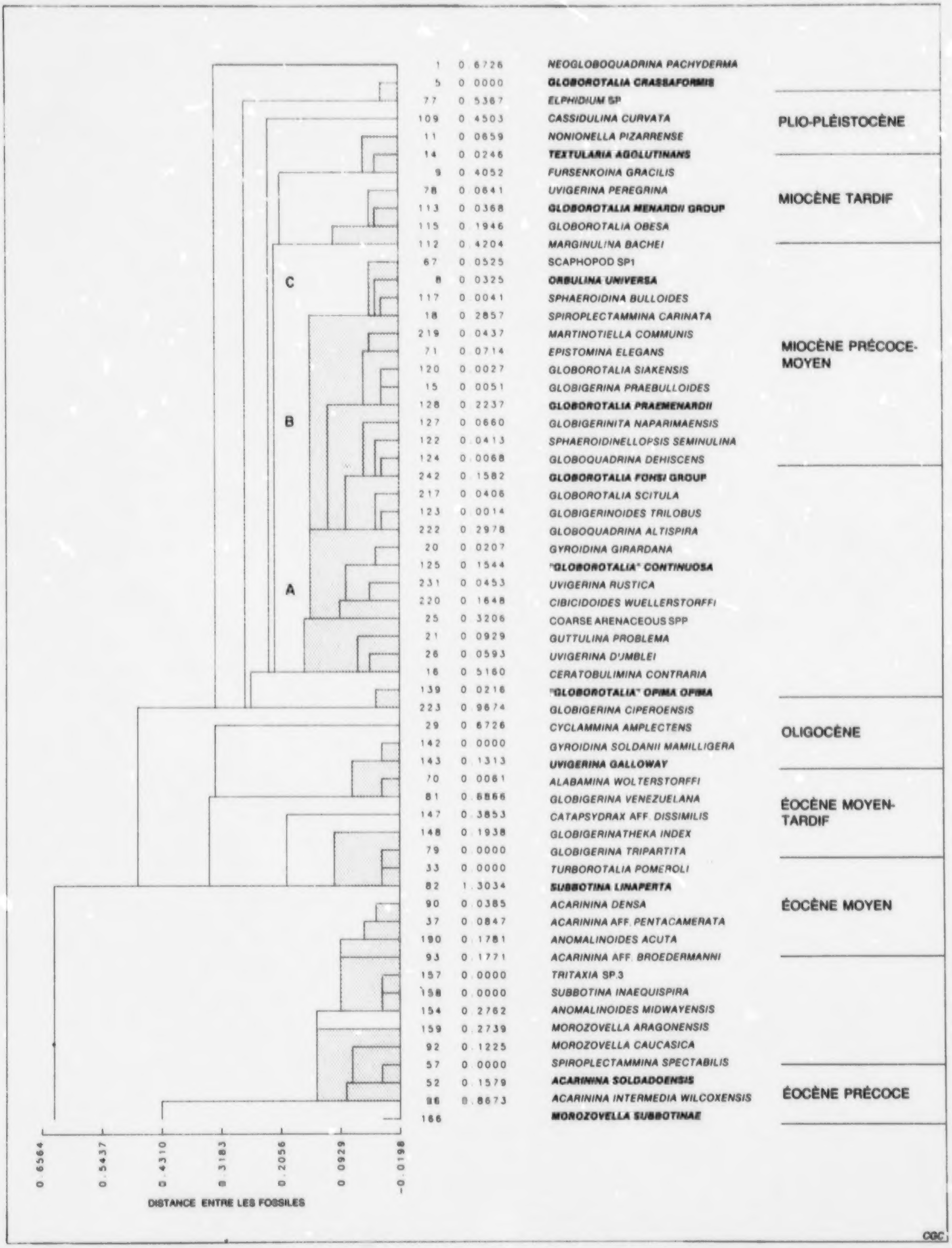


Figure 3-20. Succession optimale des taxons de foraminifères du Cénozoïque du bassin Néo-Écossais. Le dendrogramme montre les « zones » ou groupements RASC et leurs relations chronostratigraphiques. Les zones ou groupements tirent leur nom des taxons en caractères gras (d'après Gradstein et Agterberg, 1982).

Plate-forme nord-est de Terre-Neuve — Plate-forme du Labrador

Cette région géographique comprend le bassin de Terre-Neuve Est, un épieugéosynclinal du Crétacé-Tertiaire de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, les bassins de Saglek, de Lady Franklin et de Hopedale dans la mer du Labrador, et le site 112 du Deep Sea Drilling Project (DSDP) (projet de forage en eau profonde) dans la mer du Labrador (fig. 3-1b). Des études micropaléontologiques antérieures de roches du Mésozoïque-Cénozoïque de ces régions ont mis en évidence des différences entre les associations de ces latitudes et celles plus au sud, des Grands Bancs et de la plate-forme Néo-Écossaise. En raison de ces différences, qui évoquent un contrôle paléoclimatique et paléoenvironnemental, des zonations régionales ont dû être établies.

Crétacé

Les plus vieilles roches marines connues du Crétacé de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve et de la plate-forme du Labrador sont présentes dans le puits Freydis B-87; l'analyse des foraminifères indique qu'elles sont du Crétacé moyen. Les palynomorphes s'échelonnent de l'Albien tardif au Cénomanien (Gradstein dans Srivastava, 1986). Dans le même puits, les sédiments marins sus-jacents renferment des foraminifères du Coniacien-Santonien. Les plus vieilles associations de foraminifères attribuées à une zonation formelle datent du Maastrichtien. Gradstein et Williams (1976) ont défini une association de *Glomospira corona* qu'ils ont daté du Crétacé-terminal Paléocène. Par ailleurs, Gradstein et Srivastava (1980) ont reconnu deux zones dans le Maastrichtien (fig. 3-21).

Tertiaire

Les roches tertiaires du bassin de Terre-Neuve Est, du bassin de Hopedale et du bassin de Saglek peuvent atteindre une épaisseur de plus de 4 800 m, comme dans le puits Blue H-28. Les sédiments, surtout clastiques, deviennent généralement plus grossiers vers le sommet. Les associations de foraminifères diffèrent notablement des associations méridionales, les taxons agglutinants devenant plus abondants (Gradstein et Berggren, 1981) aux dépens des foraminifères planctoniques et benthiques calcaires.

Gradstein et Williams (1976) ont proposé une zonation des foraminifères du Tertiaire de la plate-forme du Labrador, basée sur les taxons d'espèces benthiques. Dans une étude biostratigraphique de trois puits de la plate-forme du Labrador (Leif E-38, Leif M-48 et Bjarni H-81), ils ont subdivisé le Tertaire en huit zones (fig. 3-21). Les âges ont été confirmés par corrélation avec le puits Egret K-36 dans le bassin de Jeanne d'Arc. Une zonation benthique modifiée et une zonation planctonique ont été publiées par Gradstein et Srivastava (1980) et Gradstein et Agterberg (1982).

Les premières tentatives faites pour subdiviser le Tertiaire de la plate-forme du Labrador ont échoué en raison de la faible diversité des espèces, du petit nombre d'individus par gramme d'échantillon dans les roches clastiques plus grossières, et de l'abondance des matériaux remaniés dans le Néogène. Par conséquent, le programme RASC a été utilisé pour déterminer la succession optimale et la durée des événements biostratigraphiques (Gradstein et Agterberg, 1982). La zonation obtenue dans le nord repose sur des données recueillies dans 16 puits de la plate-forme du Labrador et des Grands Bancs septentrionaux. Sur la plate-forme du Labrador, les puits considérés sont les suivants : Karlsefni A-13 dans le bassin de Saglek, et Snorri J-90, Herjolf M-92, Bjarni H-81, Gudrid H-55, Cartier D-70, Leif E-38, Leif M-48, Indian Harbour M-52 et Freydis B-87 dans le bassin de Hopedale. Dans le nord des Grands Bancs, ce sont les puits Bonavista C-99 et Cumberland B-55 dans le bassin de Terre-Neuve Est, Dominion O-23, Egret K-36 et Egret N-46 dans le bassin de Jeanne d'Arc, et Osprey H-84 dans le bassin de Carson.

Le tri des foraminifères présents dans au moins cinq puits a donné la succession optimale de 41 taxons. La base de données initiale comprenait 555 indications de la dernière présence de 157 foraminifères benthiques et planctoniques. À la dernière étape du tri, il ne restait plus que six taxons de foraminifères planctoniques. Ces taxons sont répartis parmi neuf concentrations distinctes qui correspondent grosso modo aux cénozones de Gradstein et Williams (1976).

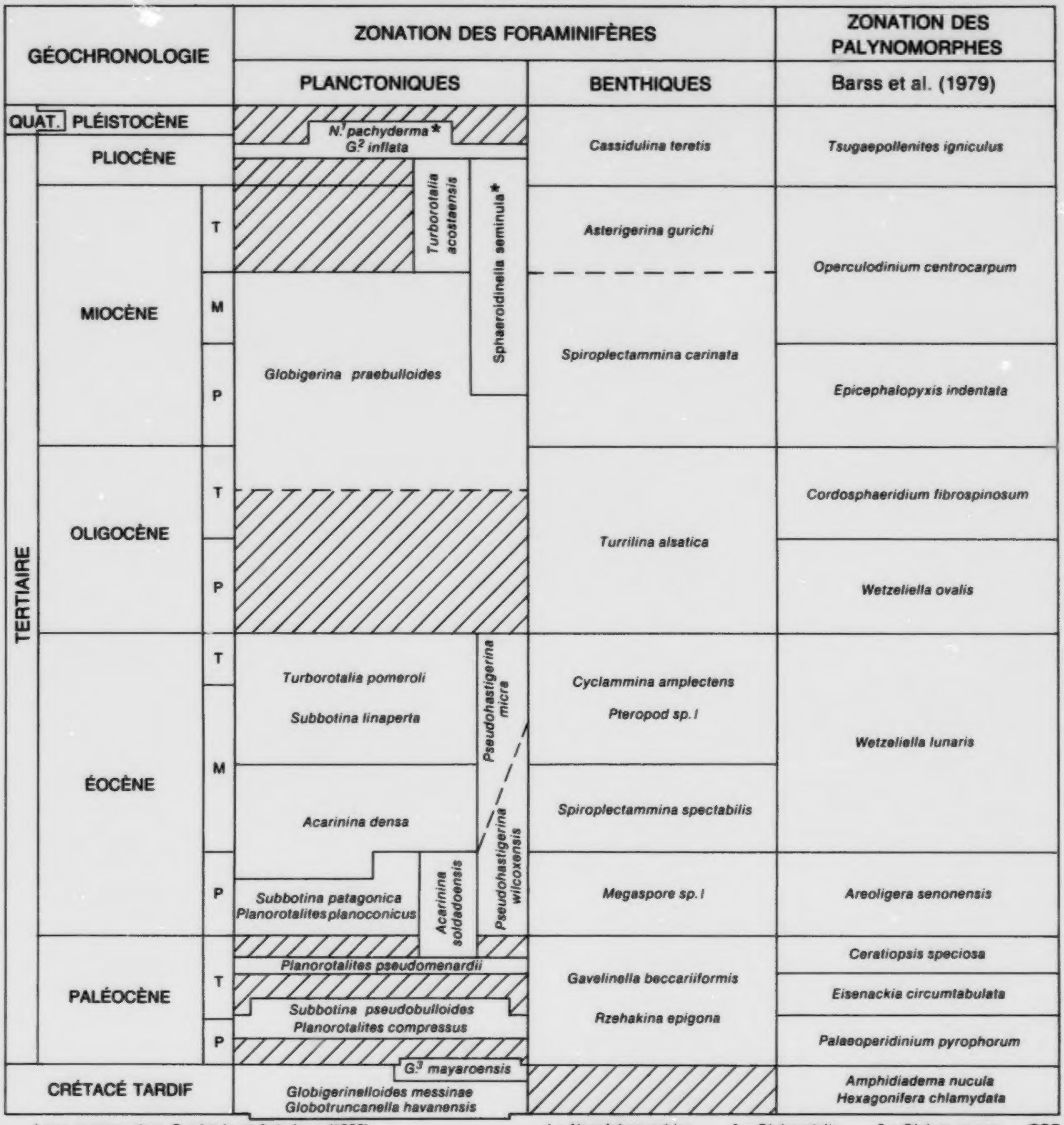
Gradstein (1985) a déterminé la succession optimale dans le Tertiaire de 21 puits septentrionaux. Les puits supplémentaires comprennent Hibernia B-08, Hibernia K-18, Hibernia O-35 et P-15, Adolphus D-50 et Flying Foam I-13 dans le bassin de Jeanne d'Arc; Blue H-28 dans le bassin de Terre-Neuve Est; et Hare Bay E-21 dans le bassin St. Anthony.

La figure 3-22 présente la nouvelle succession optimale et la durée des événements biostratigraphiques basées sur la dernière ou la plus récente présence de 54 taxons, surtout des foraminifères. Les successions optimales permettent de reconnaître dix concentrations stratigraphiques successives bien définies dans les dendrogrammes (Gradstein, 1985).

Plusieurs exécutions du programme RASC ont été réalisées pour déterminer si les puits supplémentaires (21 par rapport à 16) permettaient d'améliorer la zonation, et s'il existait une zonation supérieure aux autres. Les résultats ont montré que les successions optimales ont peu varié, que la plate-forme du Labrador et les Grands Bancs soient considérés séparément ou non, et que le rang d'une seule espèce dans la succession optimale a changé sensiblement.

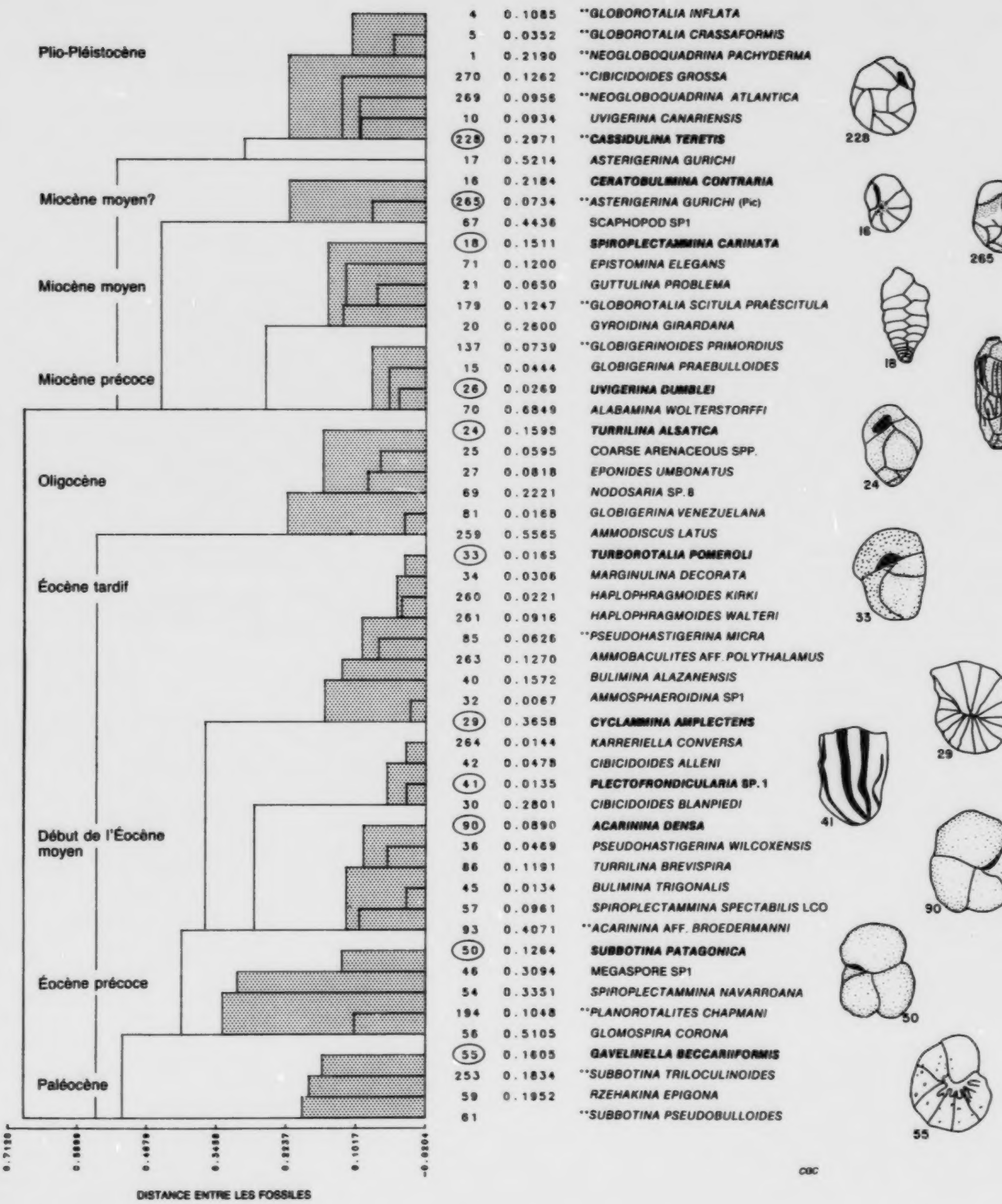
La détermination de la durée des événements biostratigraphiques dans les successions optimales a mis en évidence certaines différences entre la plate-forme du Labrador et la partie nord des Grands Bancs. Ainsi, sur les Grands Bancs, une zone distincte semble séparer la Zone à *Gavelinella beccariiformis* (Paléocène) et la Zone à *Subbotina patagonica* (Éocène précoce). Les zones à *Subbotina patagonica* et à *Acarinina densa* (Éocène précoce à moyen) ne sont pas bien développées sur la plate-forme du Labrador. Par ailleurs, la Zone à *Cyclammina amplectens* (Éocène moyen à tardif) est mieux définie sur la plate-forme du Labrador. Les zones à *Turborotalia centralis* (Éocène tardif) et à *Turrilina alsatica* (Oligocène) sont séparées par la Zone à *Ammodiscus latus* sur les Grands Bancs. Enfin, la Zone à *Turrilina alsatica* est mieux définie sur les Grands Bancs.

L'étude des zonations des foraminifères du Tertiaire de la plate-forme du Labrador ne saurait être complète sans l'analyse des foraminifères benthiques agglutinants. Gradstein et Williams (1976) ont d'abord noté la prédominance



* non reconnu dans Gradstein et Agterberg (1982) 1 = Neogloboquadrina 2 = Globorotalia 3 = Globotruncana CGC

Figure 3-21. Zonations des foraminifères et des palynomorphes du Crétacé terminal-Cénozoïque sur la plate-forme du Labrador et la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, proposées par Gradstein et Srivastava (1980), Gradstein et Agterberg (1982) et Barss et al. (1979).



ZONATION CÉNOZOÏQUE SUR LES GRANDS BANCS-LABRADOR

Figure 3-22. Succession optimale et durée des événements biostratigraphiques de 54 taxons microfossiles, surtout des foraminifères, provenant de 21 puits de la plate-forme du Labrador et des Grands Bancs. La distance entre les fossiles est indiquée sur l'axe des x. L'intervalle entre deux événements est indiqué sur l'axe des y. Les événements uniques sont identifiés par des astérisques. Les sections ombrées représentent les onze zones nommées d'après les espèces en caractères gras. La Zone à *Turborotalia pomeroli-Cyclammina amplectens*, qui tire son nom de deux espèces, fait exception. Tiré de Gradstein (1985).

de foraminifères agglutinants dans le « shale uniforme » de McWhae et Michel (1975) et la Formation de Cartwright décrite par Umpleby (1979). Les taxons de ce groupe sont répandus du Maastrichtien à l'Éocène tardif-Oligocène et semblent avoir occupé des secteurs situés à une profondeur allant d'environ 200 m à plus de 4 km (Gradstein et Berggren, 1981).

L'utilisation de foraminifères agglutinants à des fins stratigraphiques fait depuis longtemps l'objet de controverses. Toutefois, dans une analyse de dix puits de la plate-forme du Labrador et de quelques puits de la mer du Nord, Gradstein et Berggren (1981) ont prouvé que ces taxons pouvaient être utilisés pour zoner les sédiments du Paléogène.

Miller et al. (1982) ont comparé les foraminifères agglutinants de la plate-forme du Labrador et de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve aux associations du même âge de la mer du Nord et du DSDP. Le site 112 du DSDP, dans le sud de la mer du Labrador, a été sélectionné à des fins de comparaison. Le sondage du site 112 abouti dans des basaltes paléocènes surmontés de sédiments éocènes et oligocènes. Parmi les 43 espèces et les 23 genres de foraminifères agglutinants identifiés, 20 espèces ont également été observées dans le centre de la mer du Nord, sur la plate-forme du Labrador, sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve et dans le Groenland occidental (Gradstein et Berggren, 1981). Quatre associations de foraminifères agglutinants stratigraphiquement significatifs peuvent être reconnues dans l'Éocène. Les associations de foraminifères oligocènes sont dominées par des taxons benthiques calcaires, chaque échantillon ne renfermant que deux espèces agglutinantes au maximum. Les foraminifères agglutinants éocènes du site 112 peuvent être corrélés avec ceux de la plate-forme du Labrador et de la mer du Nord, ce qui prouve l'utilité de ces taxons en biostratigraphie. Dans les trois régions, la disparition des foraminifères agglutinants à la limite Éocène-Oligocène traduit des changements dans les caractéristiques hydrographiques associés au développement d'une circulation abyssale plus énergique et à la psychrosphère.

L'application de méthodes stratigraphiques quantitatives à la zonation du Tertiaire de la plate-forme du Labrador et du secteur nord des Grands Bancs a permis d'améliorer la zonation et d'établir des relations objectives entre la biozonation et la géochronologie.

AUTRES GROUPES DE MICROFOSSILES

Calpionelles du Jurassique-Crétacé

Plusieurs auteurs (Jenkins et al., 1974; Gradstein et al., 1975; Jansa et al., 1980b; Ascoli et al., 1984) ont trouvé des calpionelles dans les roches du Jurassique sommital-Crétacé basal au large de la côte Est du Canada. L'importance de ces découvertes tient au fait qu'elles permettent d'établir des corrélations précises avec les coupes de surface européennes, dont les stratotypes du Tithonique tardif au Valanginien moyen. C'est ainsi qu'ont été comparées les associations des puits Bonnition H-32, Mohican I-100 et Moheida P-15 et les associations européennes du même âge. Dans les puits Bonnition H-32 et Mohican I-100, les calpionelles se trouvent dans les roches du Tithonique supérieur-Berriasien basal. Dans le puits Moheida P-15, elles sont présentes dans les roches du Berriasien inférieur (fig. 3-23).

Jansa et al. (1980b) n'ont établi aucune zonation des calpionelles au large de la côte Est du Canada, mais ont utilisé celle établie par Remane (1964) pour le Tithonique-Valanginien de la région méditerranéenne. Cette zonation est à la base de la zonation classique des ammonites téthysiennes, de sorte que les âges sont plus précis que ceux des zonations d'autres microfossiles. Remane (1964) a reconnu cinq zones désignées par les lettres A à E (fig. 3-23).

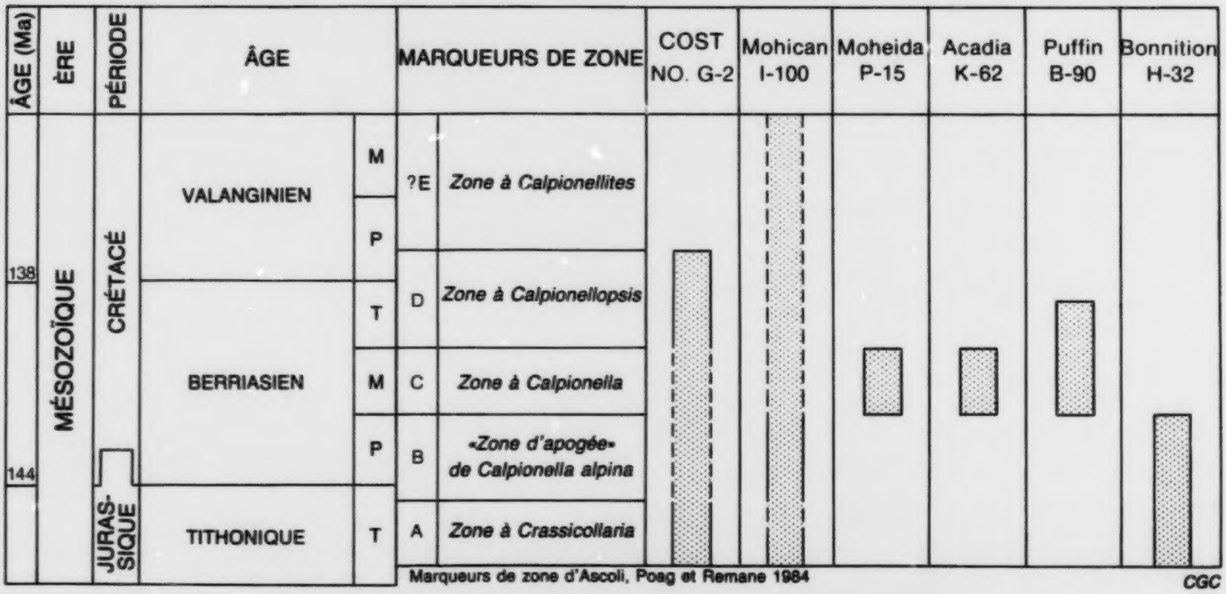


Figure 3-23. Zones à calpionelles reconnues dans les puits du banc de Georges (COST G-2), de la plate-forme Néo-Écossaise (Mohican I-100, Moheida P-15, Acadia K-62) et des Grands Bancs (Puffin B-90, Bonnition H-32), d'après Jansa et al. (1980) et Ascoli et al. (1984).

Allemann et al. (1971) ont combiné les zones B et C pour produire ce qui est aujourd'hui connu sous le nom de « zonation classique des calpionelles » qui comprend jusqu'à huit sous-zones reconnues en Méditerranée et au large de la côte Est du Canada. Remane (1978) a établi des relations entre ces zonations et celles du nannoplancton et des ammonites d'âge identique. Les auteurs du présent chapitre utilisent la zonation de Remane (1964) dans laquelle les zones B et C sont distinctes.

Le caractère cosmopolite des zones à calpionelles a été mis en évidence par Ascoli et al. (1984) qui ont reconnu une ou plusieurs zones dans les puits susmentionnés ainsi que dans les puits Puffin B-90 sur les Grands Bancs, Acadia K-62 sur la plate-forme Néo-Écossaise, et COST G-2 dans le bassin du banc de Georges (fig. 3-23). L'applicabilité de la zonation aux coupes de subsurface a été accrue par l'utilisation des « sommets » ou niveau de dernière présence pour définir chaque zone, plutôt que des « bases » ou niveau de première apparition utilisées par Remane (1964, 1978). La précision des zones à calpionelles permet de recalibrer les zonations des foraminifères, des ostracodes et des palynomorphes à la limite du Jurassique-Crétacé.

Les calpionelles sont des organismes planctoniques sténotopiques confinés aux mers tropicales plus profondes. Donc, leur présence dans les roches du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de la partie nord-ouest de l'Atlantique donne une idée de l'étendue du proto-océan Atlantique à cette époque. Cette observation a des répercussions importantes sur les reconstitutions de l'Atlantique Nord.

Nannoplancton calcaire du Crétacé

Dans le passé, les chercheurs ont rarement utilisé le nannoplancton pour établir une zonation des roches du Mésozoïque-Cénozoïque au large de la côte Est du Canada. Cela s'explique en partie par l'absence ou la rareté du nannoplancton dans les eaux peu profondes à non marines. Ces organismes sont donc peu utiles pour corréler les roches réservoirs du Jurassique tardif-Crétacé précoce, même si Upshaw et al. (1974) ont identifié certaines espèces stratigraphiques du Crétacé précoce. Le nannoplancton a été utilisé pour la zonation de certaines roches jurassiques des Grands Bancs, mais les données n'ont pas été publiées. La zonation la plus détaillée connue couvre le Crétacé tardif (Doeven, 1983). Upshaw et al. (1974) ont également donné une liste des taxons de nannoplanctons caractéristiques du Crétacé-Tertiaire.

La zonation du nannoplancton de l'Albien-Maastrichtien repose sur des techniques traditionnelles et probabilistes et sur des analyses de 11 puits de la plate-forme Néo-Écossaise, de 4 puits des Grands Bancs et d'un puits de la plate-forme du Labrador (Doeven, 1983). La zonation, qui comprend 14 subdivisions, tient compte de quatre types d'événements stratigraphiques : la première apparition d'un taxon (niveau de présence stratigraphique le plus bas), la première présence persistante d'un taxon (niveau de présence subbasal), la dernière présence persistante d'un taxon (niveau de présence subsommital) et la dernière présence d'un taxon (niveau de présence le plus élevé). Les zones traditionnelles et leur âge sont indiqués à la figure 3-24. La zonation de Doeven repose en partie sur des zonations antérieures du nannoplancton comme celle de Verbeek (dans Manivit et al., 1977) et Sissingh (1977).

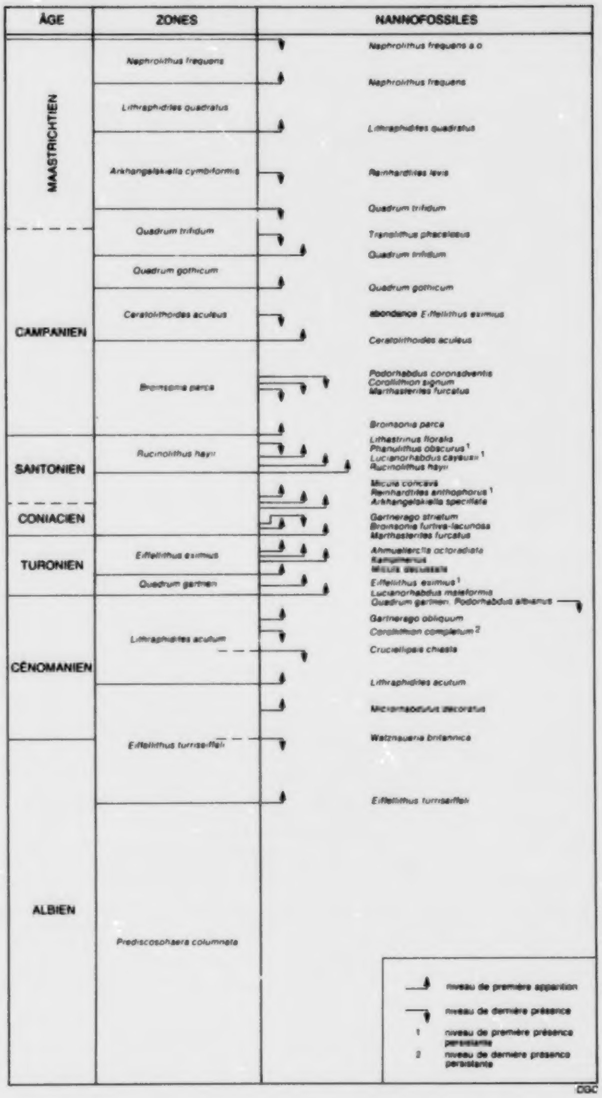


Figure 3-24. Zonation du nannoplancton proposée par Doeven (1983) pour l'Albien-Maastrichtien de la marge atlantique du Canada.

Une zonation probabiliste a été établie à l'aide du programme RASC (Gradstein et Agtenberg, 1982). Même si cette dernière fournit une subdivision plus détaillée, les deux zonations sont très semblables, sauf en ce qui a trait à la position relative de deux espèces.

L'étude comparée de la zonation du nannoplancton et des zonations des foraminifères et des palynomorphes révèle quelques différences dans la corrélation entre les étages. Toutefois, ces différences ne sont peut-être pas aussi marquées que ne l'avait supposé Doeven (1983). Selon Doeven, chaque zone à palynomorphes correspond précisément à un étage. Dans la zonation des palynomorphes, Williams (1975) a volontairement indiqué l'âge entre

parenthèses dans toutes les figures. Cette pratique, reprise par Barss et al. (1979), avait pour but de dater provisoirement toutes les zones proposées. Malheureusement, les auteurs subséquents ont toujours supposé que tous les âges de la zonation des palynomorphes étaient définitifs. Tel n'est toutefois pas le cas.

Doeven (1983) a étudié la zonation des palynomorphes, des foraminifères et du nannoplancton dans six puits : Missisauga H-54, Mohawk B-93, Primrose A-41, Triumph P-50 et Wyandot E-53 sur la plate-forme Néo-Écossaise, et Indian Harbour M-52 sur la plate-forme du Labrador. Des écarts majeurs sont observés dans le Coniacien-Santonien où il est rare qu'il y ait correspondance entre les trois zonations. Le Coniacien est probablement l'étage le plus difficile à délimiter du Crétacé. Sa durée est brève (1 Ma) et la connaissance des associations de microfossiles est limitée.

La zonation du nannoplancton a permis de reconnaître plusieurs hiatus dans le Crétacé tardif-Tertiaire précoce. Les roches du Coniacien et du Santonien inférieur sont absentes dans le puits Triumph P-50, tandis que dans d'autres puits, tels Primrose A-41 et Sachem D-76, tout le Turonien peut manquer. Dans le puits Onondaga E-84, les roches du Campanien supérieur-Maastrichtien basal peuvent être absentes. Le hiatus à la limite du Crétacé tardif et du Tertiaire précoce peut représenter une période allant d'environ 2 Ma (Adolphus D-50) à presque 27 Ma (Heron H-73). Les hiatus peuvent traduire des phases majeures de transgression et de régression au Crétacé ou simplement l'interruption de la sédimentation.

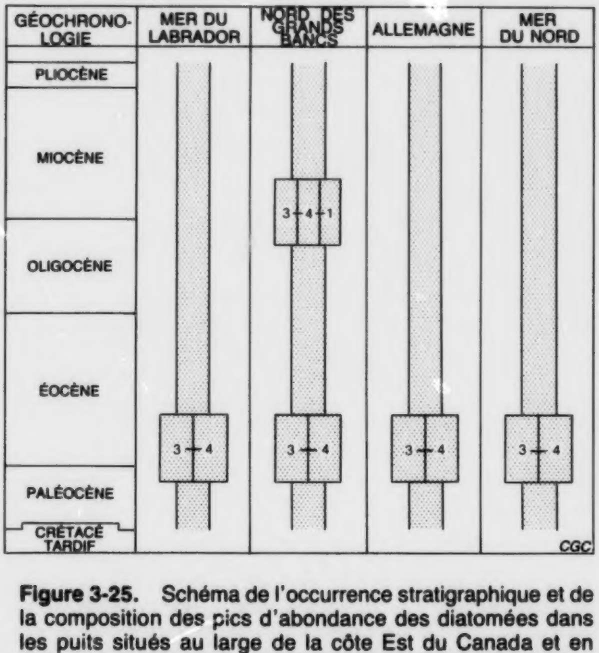


Figure 3-25. Schéma de l'occurrence stratigraphique et de la composition des pics d'abondance des diatomées dans les puits situés au large de la côte Est du Canada et en Europe. Les rectangles représentent les pics et les chiffres désignent le nombre d'espèces dominantes présentes (tiré de Thomas et Gradstein, 1980).

Diatomées du Tertiaire

Les diatomées sont parfois répandues dans les sédiments tertiaires au large de la côte Est du Canada, et en particulier dans les puits de la plate-forme du Labrador et des Grands Bancs (Thomas et Gradstein, 1981). Elles sont presque toujours pyritisées et semblent représenter le moule interne de l'espace entre les deux frustules siliceuses formant le test d'un spécimen entier. Les quatre taxons identifiés font tous partie du genre *Coscinodiscus*. Dans les 16 puits à l'étude de la plate-forme du Labrador et des Grands Bancs, les diatomées atteignent des concentrations maximales ou des pics d'abondance au Paléocène tardif-Éocène précoce. Un pic est également observé à l'Oligocène tardif-Miocène précoce dans le puits Dominion O-23, dans le bassin Jeanne d'Arc (fig. 3-25). Dans les puits de la plate-forme Néo-Écossaise et du secteur sud des Grands Bancs, les diatomées sont généralement rares quoiqu'elles puissent être plus abondantes comme dans l'Oligocène-Miocène du puits Kittiwake P-11.

Les concentrations maximales ne sont pas toujours reliées à des eaux plus profondes, mais peuvent également refléter des milieux néritiques. Les pics traduiraient une prolifération des diatomées associée à un plus grand apport de nutriments dans les eaux de surface (Thomas et Gradstein, 1981). Leur présence au Paléocène tardif-Éocène précoce et à l'Oligocène-Miocène, concorde avec les époques d'incursion les plus septentrionales d'eaux de surface en provenance de plus basses latitudes (Gradstein et Srivastava, 1980).

PALÉOENVIRONNEMENTS, LITHOSTRATIGRAPHIE ET FLUCTUATIONS EUSTATIQUES

La distribution spatio-temporelle de divers groupes de microfossiles dans le Mésozoïque-Cénozoïque au large de la côte Est du Canada peut être utilisée pour déterminer les paléoenvironnements. Les spores et les pollens permettent de reconnaître les dépôts non marins, tandis que les dinoflagellés et les acritarches peuvent servir à identifier des milieux néritiques ou plus profonds. Les ostracodes sont particulièrement utiles dans les milieux lagunaires, margino-marins et néritiques. Les foraminifères benthiques fournissent un contrôle précis dans les domaines marins allant de l'épinéritique au bathyal. D'autres groupes tels que les foraminifères planctoniques, le nannoplancton calcaire et les calpionelles sont de plus en plus utiles pour calibrer la profondeur de l'eau et les conditions climatiques.

La synthèse des données paléoécologiques livrées par les différents groupes de microfossiles peut être reliée à la lithostratigraphie et montre souvent les relations entre les fluctuations régionales du niveau marin et la courbe eustatique mondiale du niveau marin établie par Vail et al. (1984) et Haq et al. (1987). Ces relations sont étudiées de façon succincte dans le présent chapitre.

Les paléoenvironnements régionaux et leurs relations avec la paléogéographie et la paléo-océanographie sont étudiés au chapitre 8. Les variations paléoenvironnementales détaillées sont examinées aux chapitres 5, 6 et 7.

Trias

Les roches triasiques de l'Est du Canada sont d'origine principalement non marine. Sur la plate-forme Néo-Écossaise,

elles sont présentes dans les puits Eurydice P-36 et Argo F-38 dans le graben Orpheus; les associations de microfossiles de ces deux puits sont composées exclusivement de spores et de pollens. Les roches triasiques et les roches sus-jacentes du Jurassique inférieur renferment du pollen *Classopollis* qui a probablement occupé les pentes des hautes terres et les basses terres adjacentes à la côte caractérisées par des sols bien drainés et un climat chaud (Srivastava, 1976). La lithologie de ces roches, qui constituent la Formation d'Eurydice, est analysée au chapitre 5.

Dans le bassin de Carson sur les Grands Bancs, les épaisses séquences triasiques correspondent, en partie, aux couches rouges de Kettle et aux évaporites d'Osprey. Les seuls microfossiles présents sont des spores et des pollens terrigènes (Jansa et al., 1977). Les couches rouges de Kettle sont d'origine non marine, tandis que les évaporites d'Osprey sont surtout des dépôts margino-marins (fig. 3-26).

Jurassique

En règle générale, le Jurassique est représenté par des milieux néritiques (fig. 3-27). Dans le bassin Néo-Écossais, la Formation d'Argo (fig. 3-2), qui date généralement du Jurassique précoce, est composée principalement de halite assez pure (chapitre 5). La Formation d'Argo est surmontée de roches dolomitiques de la Formation d'Iroquois ou de roches clastiques de la Formation de Mohican. Ces roches du Jurassique inférieur à moyen ont été déposées dans des milieux non marins à néritiques et contiennent souvent des associations variées de dinokystes.

Les sédiments clastiques du Bathonien-Callovien de la Formation de Mic Mac sus-jacente, qui renferment de nombreux foraminifères, et notamment des lenticulinides, des épistominides et quelques foraminifères planctoniques, évoquent un milieu épinéritique à infranéritique. La Formation d'Abenaki, en partie contemporaine de la précédente, correspond principalement à une unité carbonatée contenant de nombreuses espèces de *Trocholina* et des foraminifères agglutinants ainsi qu'une abondance restreinte de lenticulinides et d'ostracodes, ce qui indique un milieu littoral à épinéritique. Une plus forte concentration de lenticulinides et d'épistominides dans le Callovien des puits Mohican I-100 et Wyandot E-53, dans les secteurs plus éloignés du bassin Néo-Écossais, témoigne de milieux plus profonds, épinéritiques à infranéritiques.

Les sédiments clastiques de l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur de la Formation de Mic Mac recèlent des foraminifères agglutinants et des ostracodes dans les puits Mohawk B-93 et Naskapi N-30 de la plate-forme de LaHave. Les microfossiles évoquent un milieu littoral à épinéritique. Les calcaires du même âge de la Formation d'Abenaki dans les puits Oneida O-25 et Dauntless D-35, plus près de la zone de dépôt maximal du bassin Néo-Écossais, ont été déposés en eau plus profonde, comme l'indiquent l'abondance des épistominides et la présence de rares spécimens planctoniques de *Globuligerina* gr. *oxfordiana*. L'approfondissement des milieux coïncide avec la transgression marine mondiale indiquée par Haq et al. (1987).

Les sédiments clastiques attribués à la Formation de Mic Mac ont été déposés dans des milieux littoraux à épinéritiques, à la limite du Kimméridgien tardif et du Tithonique. Des épisodes de sédimentation terrestre sont visibles dans certains puits tel que Wyandot E-53. Dans les puits forés en direction de la zone de dépôt maximal du bassin, où les sédiments du même âge sont contenus dans la Formation d'Abenaki ou dans les dépôts clastiques de la Formation de Missisauga (Dauntless D-35), le milieu variait d'épinéritique à infranéritique. Un milieu océanique plus ouvert et plus chaud est indiqué dans les puits Mohican I-100 et Moheida P-15, dont les associations de calpionelles ont été décrites (Jansa et al., 1980b; Ascoli et al., 1984).

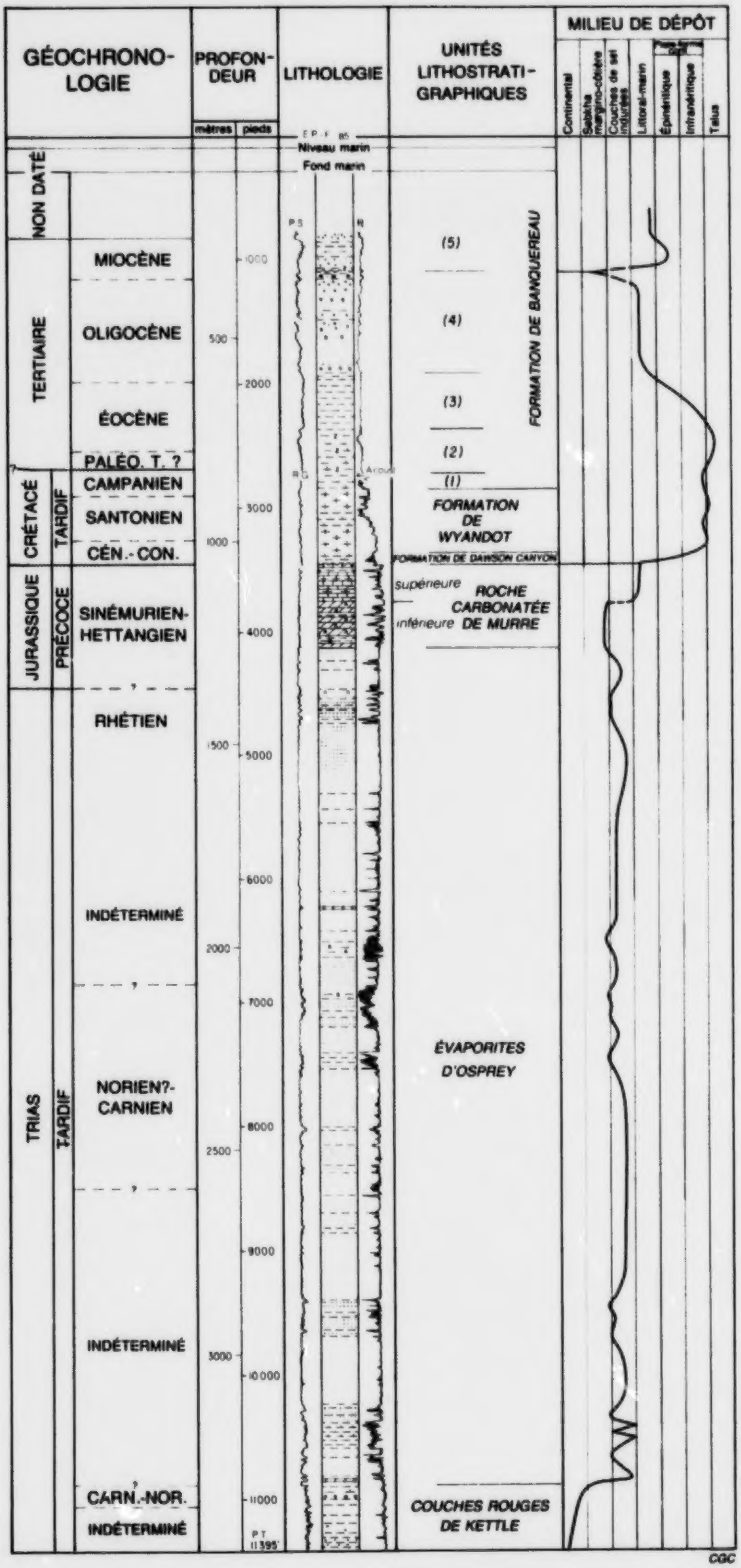
Des conditions néritiques, entrecoupées de quelques épisodes margino-marins, ont prévalu dans les bassins des Grands Bancs au cours du Jurassique, comme le révèlent les puits Eider M-75 (Gradstein, 1975) et Murre G-67 (Jansa et al., 1976) dans lesquels les roches argileuses et carbonatées prédominent. Stam (1986) a reconnu une zonation écologique des foraminifères benthiques du Jurassique moyen et tardif des Grands Bancs et du Portugal (voir le chapitre 8). Dans le puits Eider M-75, les milieux épinéritiques du Jurassique précoce sont remplacés par des milieux néritiques plus profonds au Bajocien-Bathonien. Le Callovien-Kimméridgien a été caractérisé par une sédimentation épinéritique. Dans le puits Egret K-36, situé dans le bassin de Jeanne d'Arc, l'Oxfordien-Kimméridgien est représenté par des sédiments margino-marins à non marins et le Portlandien par des sédiments qui révèlent des milieux marins un peu plus profonds. Williamson (1987) donne quelques informations sur les paléoenvironnements du Jurassique tardif dans le bassin de Jeanne d'Arc. Ses zones XI (Kimméridgien) et X (Tithonique) représentent, selon lui, des périodes de sédimentation mésonéritique au cours desquelles la profondeur de l'eau variait de 50 à 100 m.

Poag (1985), Poag et Schlee (1984) et Schlee et al. (1985) ont réussi, dans une certaine mesure, à corréler les séquences jurassiques des puits COST B-3 (cuvette du canyon de Baltimore), COST G-1 (bassin du banc de Georges) et Mohawk B-93 (plate-forme de LaHave) avec la stratigraphie séquentielle de Vail et al. (1977; fig. 3-28).

Crétacé précoce

Le Crétacé précoce a été principalement une période de sédimentation non marine à épinéritique au large de la côte Est du Canada. Ce mode de sédimentation est bien représenté dans le bassin Néo-Écossais où les séquences clastiques variées et généralement épaisses des formations de Missisauga et de Verrill Canyon sont présentes respectivement dans les puits Sable Island C-67 et Onondaga E-84. Dans le puits Sable Island C-67, les associations éparses de foraminifères du Berriasien-Valanginien renferment un nombre élevé de foraminifères agglutinants. Les puits d'amont-pendage, tels Mic Mac H-86 et Mohawk B-93, renferment des spores et des pollens mais sont dépourvus de foraminifères. Les sédiments déposés à cette époque seraient margino-marins à non marins. Des milieux généralement plus profonds et quelques épisodes de sédimentation infranéritique sont représentés dans des puits situés à proximité de la zone de dépôt maximal du bassin Néo-Écossais, par exemple Mohican I-100, Oneida O-25, Dauntless D-35 et Puffin B-90 (fig. 3-27). Les associations de ces milieux d'eau plus profonde sont caractérisées par l'abondance de foraminifères calcaires, notamment des épistominides et des lenticulinides.

Le Hauterivien-Barrémien a été une période de plus grande stabilité caractérisée par la prédominance de milieux épinéritiques à littoraux, comme l'indiquent les nombreux *Trocholina* spp. et les foraminifères agglutinants,



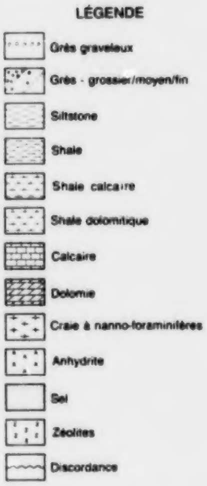


Figure 3-26. Stratigraphie et milieux de dépôt dans le puits Osprey H-84, dans le bassin de Carson. Les diagraphies mécaniques sont les suivantes : rayonnement gamma (R.G.), résistivité (R), vitesse du son (acoustique) et polarisation spontanée (P.S.). La Formation de Banquereau est subdivisée en cinq unités lithologiques (d'après Jansa et al., 1980).

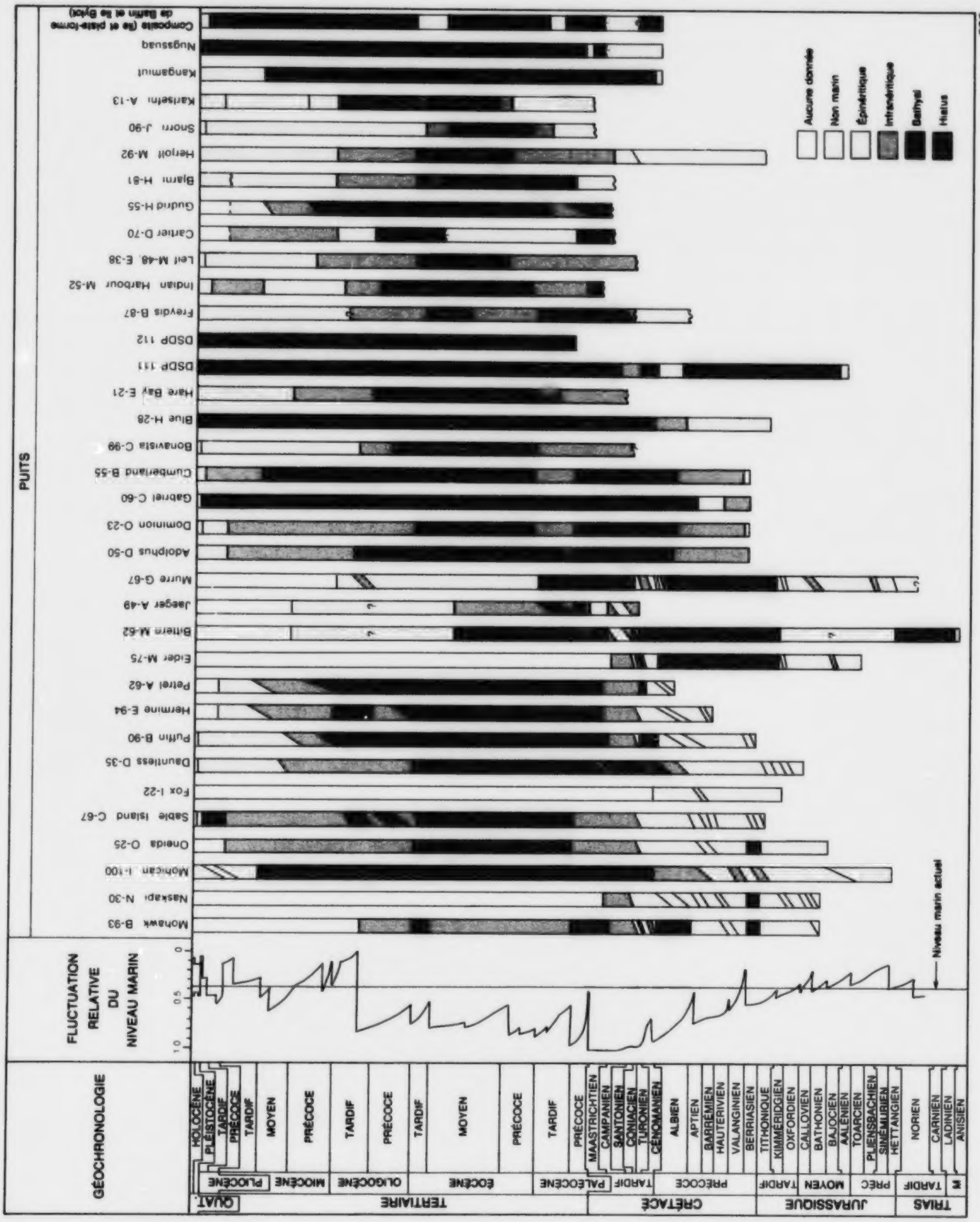


Figure 3-27. Milieux de dépôt du Mésozoïque-Cénozoïque de puits choisis au large de la côte Est du Canada. Les puits sont classés approximativement du sud au nord. Sont également inclus les sites 111 et 112 du DSDP, les puits Kangamiut No. 1 et Nugssuaq du Groenland occidental (fig. 1, en pochette). D'après Gradstein et al. (1975) et Gradstein dans Srivastava (1986).

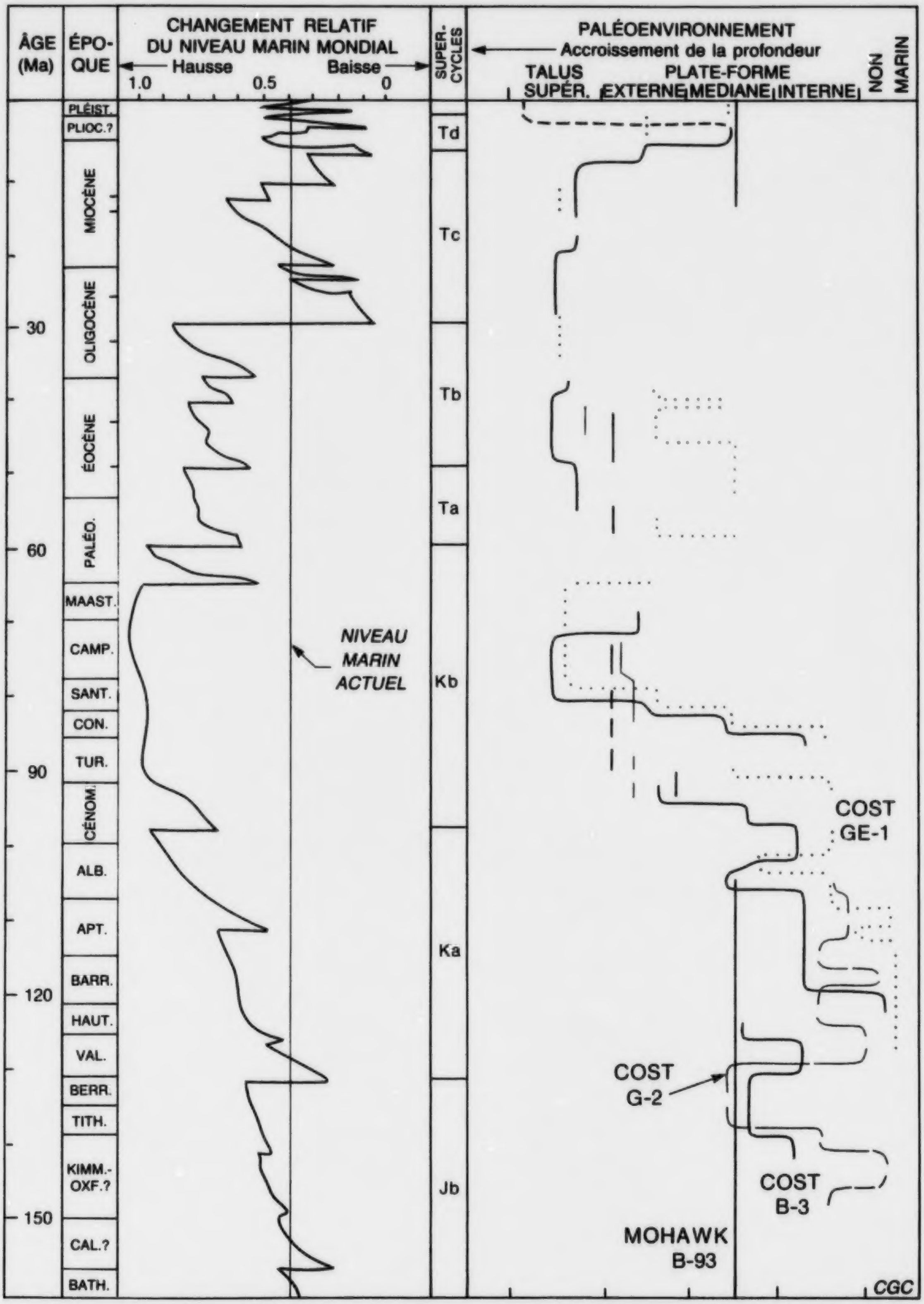


Figure 3-28. Courbes paléoenvironnementales des puits COST GE-1 (baie de Georgia), COST B-3 (cuvette du canyon de Baltimore), COST G-2 (bassin du banc de Georges) et Mohawk B-93 (plate-forme de LaHave) par rapport à la courbe du niveau marin relatif établie par Vail et al. (1977). Tiré de Poag et Schlee (1984).

dont *Choffatella* spp. Des conditions infranéritiques ont dominé dans le puits Oneida-25, avec des épisodes non marins dans les puits d'amont-pendage tel Mic Mac H-86.

Une transgression marine, révélée par le Membre de Naskapi de la Formation de Logan Canyon, a touché la plus grande partie de la plate-forme Néo-Écossaise au cours de l'Aptien. Cette transgression correspond à une hausse eustatique du niveau marin reconnue par Haq et al. (1987). Les associations de foraminifères sont riches en *Trocholina*, en gavelinellides et en épistominides. Quelques épisodes continentaux apparaissent dans le puits Sable Island C-67 qui recèle des spores, des pollens et des fragments de charbon. Ces épisodes témoigneraient d'une régression majeure vers la fin de l'Aptien. Dans les puits Mic Mac H-86 et Wyandot E-53, l'Aptien semble être représenté par des dépôts continentaux.

L'importante transgression marine de l'Albien (Vail et al., 1977; Haq et al., 1987) est indiquée par la présence de foraminifères planctoniques et benthiques et de nombreux taxons de dinokystes dans des puits tels que Mohican I-100, Oneida O-25 et Dauntless D-35. Les associations de foraminifères sont dominées par *Ticinella*, et des gavelinellides, épistominides et lenticulinides benthiques. Un milieu épinéritique moins profond a dominé pendant une partie de l'Albien dans les puits d'amont-pendage tels que Naskapi N-30 et même dans des puits comme Sable Island C-67 et Puffin B-90 (Ascoli, 1976).

Les paléoenvironnements du Crétacé précoce dans le puits Puffin B-90 sont passés d'infranéritiques dans le Berriasien-Valanginien à des milieux de plaine côtière ou de partie inférieure de delta dans le Hauterivien-Barrémien, et à des milieux littoraux à épinéritiques dans l'Aptien-Albien (Jenkins et al., 1974). Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur présentes dans ce puits sont, de la base vers le sommet : la Formation de Verrill Canyon, la Formation de Missisauga et la Formation de Logan Canyon. Des conditions de dépôt en milieu principalement continental ont dominé à proximité des puits Mic Mac H-86 et Wyandot E-53, entrecoupées de quelques épisodes de dépôt en milieu littoral indiqués par la présence d'ostracodes d'eau peu profonde.

Les roches du Crétacé inférieur sont souvent absentes sur de grandes régions des Grands Bancs. Lorsqu'elles sont présentes, comme dans le bassin de Jeanne d'Arc, elles évoquent des milieux littoraux, sublittoraux saumâtres et lagunaires à néritiques. Selon Williamson (1987), le Berriasien-Valanginien (Zone IX) a été une époque de sédimentation littorale à épinéritique. Au cours de l'Hauterivien et du Barrémien (zones VIII, VII et VI), le milieu dominant était épinéritique à mésonéritique, avec une profondeur d'eau de 0 à 100 m comme l'indiquent les foraminifères calcaires et agglutinants. Il y a réduction de la profondeur de l'eau durant l'Aptien (zones V et IV) comme le révèle la présence de *Choffatella decipiens* et de *Trocholina infragranulata*. Cet épisode a été suivi d'une transgression majeure au cours de l'Albien, alors que les eaux ont atteint une profondeur de 100 à 200 m (milieu infranéritique).

Un scénario un peu différent est reconnu dans le puits Egret K-36 (Gradstein et al., 1976) qui est également situé dans le bassin de Jeanne d'Arc. Dans ce puits, le milieu a varié de non marin à margino-marin du Berriasien à l'Hauterivien, et les seuls microfossiles présents sont des spores et quelques ostracodes; il est devenu margino-marin à peut-être épinéritique au Barrémien-Aptien, avec la présence de foraminifères tels que *Choffatella* spp. et *Everticyclammina* spp., et margino-marin à l'Albien. Cette diminution de la profondeur d'eau au cours de l'Albien témoigne sans doute d'un ajustement tectonique sur la marge du bassin.

Dans le bassin de Carson, les eaux étaient plus profondes au Berriasien, comme en témoigne la présence de calpionelles dans le puits Bonnition H-32.

Sur la plate-forme du Labrador, les roches du Crétacé inférieur sont ignées ou sédimentaires et évoquent un milieu non marin à épicontinental. Les roches ignées sont contenues dans la Formation d'Alexis (fig. 5, en pochette) qui renferme également des filets d'argile et de sable. Les séquences clastiques de milieu continental à épicontinental sont présentes dans la Formation de Bjarni qui contient des spores et du pollen ainsi que quelques taxons de dinoflagellés indiquant ainsi une accumulation dans des milieux fluviaux, lacustres et épinéritiques.

Crétacé tardif

Le Crétacé tardif est caractérisé par des transgressions marines à l'échelle mondiale, comme l'ont indiqué Vail et al. (1977), Vail et Mitchum (1979) et Haq et al. (1987). Dans le bassin Néo-Écossais, le Cénomanien a été une période de transgression intermittente, avec le début de la mise en place de la Formation de Dawson Canyon, une séquence de mudstones shaleux entrecoupés de calcaires et de grès. Plusieurs puits forés près de la zone de dépôt maximal du bassin, dont Dauntless D-35, Cree E-35 et Mohican I-100, renferment d'abondants foraminifères benthiques calcaires et planctoniques qui évoquent un milieu infranéritique. D'autres puits, tels Naskapi N-30 sur la plate-forme de LaHave, et Oneida O-25, Onondaga E-84 et Sable Island C-67 dans le sous-bassin de Sable, contiennent peu de foraminifères planctoniques, mais de nombreux foraminifères agglutinants et quelques ostracodes à coquille épaisse qui témoignent d'un milieu épinéritique à littoral. Dans le puits Mic Mac H-86, le Cénomanien pourrait être représenté par des dépôts non marins à littoraux. L'absence apparente de cet étage dans le puits Puffin B-90 pourrait coïncider avec la discordance cénomanienne dans les puits COST B-3 et B-2 de la cuvette du canyon de Baltimore (Poag et Schlee, 1984).

Des conditions marines plus profondes ont régné dans le bassin Néo-Écossais au cours du Turonien. Les nombreux foraminifères planctoniques et les foraminifères agglutinants et foraminifères benthiques calcaires, rares à abondants, confirment la présence généralisée de milieux épinéritiques à infranéritiques dans tous les puits à l'étude. L'absence apparente de sédiments du Turonien dans les puits Puffin B-90 et Mohican I-100 peut représenter une interruption de la sédimentation dans le premier, et un intervalle ultérieur de soulèvement, d'érosion et de subsidence dans le deuxième. Le faible volume des matériaux terrigènes transportés dans le bassin se traduit par la mise en place de minces couches calcaires qui forment le Membre de Petrel de la Formation de Dawson Canyon et qui se rencontrent dans la majorité des puits de la plate-forme Néo-Écossaise.

Les milieux de dépôt du Coniacien ont peu varié par rapport à ceux du Turonien. Toutefois, il a dû y avoir subsidence, car des conditions infranéritiques à bathyales sont

reconnues dans les puits Sable Island C-67 et Dauntless D-35 dans le sous-bassin de Sable. Ces conditions d'eau plus profonde coïncident avec le début de la mise en place de la Formation de Wyandot qui est composée de roches carbonatées crayeuses. Dans le Coniacien, les foraminifères agglutinants mésozoïques disparaissent du bassin Néo-Écossais.

Le Santonien-Maastrichtien a été un intervalle de sédimentation infranéritique à bathyale continue; selon leur lithologie et leur âge, ces roches sont attribuées aux formations de Dawson Canyon, de Wyandot ou de Banquereau (fig. 3-2). Les sédiments sont riches en foraminifères planctoniques, en foraminifères benthiques calcaires et en ostracodes à coquille mince. Les eaux ont atteint une profondeur maximale dans le bassin Néo-Écossais, comme en témoignent les associations récupérées dans les puits Puffin B-90, Mic Mac H-86 et Naskapi N-30 (fig. 3-27).

Au cours du Campanien, maints spécimens et espèces de foraminifères et d'ostracodes ont atteint leur apogée, les organismes planctoniques étant plus abondants que les organismes benthiques, et les organismes benthiques à test calcaire étant beaucoup plus nombreux que les foraminifères agglutinants. Les foraminifères benthiques et les ostracodes ont été moins abondants durant le Maastrichtien.

Dans une étude des puits de la marge atlantique américaine, Poag et Schlee (1984) ont relié la stratigraphie aux grandes discordances mondiales (fig. 3-28) décrites par Vail et al. (1977). En comparant les données recueillies dans le puits Mohawk B-93, sur la plate-forme de LaHave, Poag et Schlee ont affirmé avoir reconnu des lacunes biostratigraphiques durant le Crétacé, soit à l'Albien tardif-Cénomanien moyen, au Cénomanien tardif, au Turonien tardif-Coniacien précoce, au Coniacien tardif-Santonien précoce, au Santonien tardif et au Maastrichtien-Paléocène moyen (fig. 3-29). Nos données ne permettent pas un telle résolution.

Les milieux de dépôt du Crétacé tardif des bassins des Grands Bancs ne sont pas aussi bien connus que ceux de la plate-forme Néo-Écossaise. Gradstein et al. (1975) ont décrit les milieux de sédimentation de certains puits (fig. 3-27). Les milieux de dépôt des bassins Horseshoe, de Jeanne d'Arc et de la Baleine ont varié d'épicontinentaux à marins. Le milieu épicontinental est représenté par des sédiments margino-marins à épinéritiques déposés à une profondeur de moins de 100 m. Le milieu marin correspondait à des conditions infranéritiques où la profondeur variait de 100 à 200 m. La profondeur était donc un peu plus faible que dans le bassin Néo-Écossais.

Des données paléoenvironnementales ont été publiées dans des rapports de forage par la Commission géologique du Canada dans les années 70. Les associations de foraminifères du Crétacé tardif récupérées dans le puits Murre G-67 dans le bassin de Jeanne d'Arc, notamment dans le Turonien, évoquent des milieux de dépôt épicontinentaux (Jansa et al., 1976). L'absence apparente de sédiments du Santonien-Maastrichtien pourrait traduire une phase ultérieure de soulèvement et d'érosion ou plus probablement une interruption de la sédimentation.

Dans le puits Egret K-36, également situé dans le bassin de Jeanne d'Arc, les roches du Crétacé supérieur s'échelonnent du Turonien au Maastrichtien précoce (Gradstein et al., 1976). Les eaux ont atteint leur profondeur maximale au Turonien au cours duquel les milieux ont varié d'infranéritiques à bathyaux. Des milieux épinéritiques (jusqu'à 100 m de profondeur) ont existé pendant le reste du Crétacé tardif. La séquence condensée du Campanien-Maastrichtien pourrait représenter des dépôts d'eau plus profonde.

Les courbes paléoenvironnementales du puits Adolphus D-50, situé plus au nord dans le bassin de Jeanne d'Arc, révèlent l'existence de milieux bathyaux durant tout le Crétacé tardif (Gradstein dans Srivastava, 1986). Les séquences ne semblent pas présentées de lacunes de sédimentation.

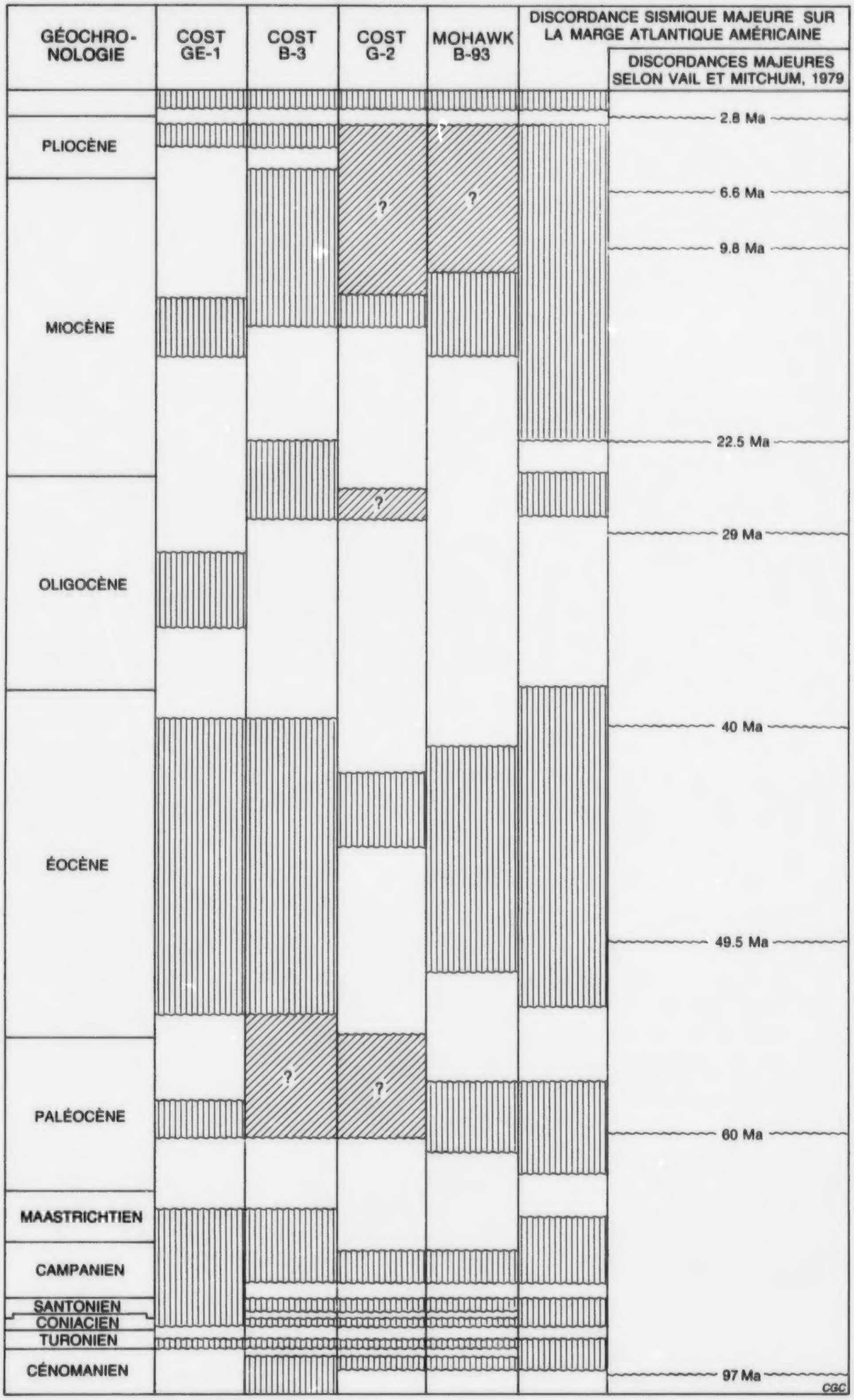
Gradstein (1975) a observé une séquence condensée du Crétacé supérieur dans le puits Eider M-75, dans laquelle les sédiments du Turonien et du Maastrichtien semblent absents. Le milieu de dépôt a varié d'épinéritique à infranéritique (jusqu'à 200 m).

Une séquence incomplète du Crétacé supérieur, observée dans le puits Osprey H-84, dans le bassin de Carson, a été déposée dans un milieu infranéritique à bathyal (talus continental), qui rappelle celui du bassin Néo-Écossais. Le milieu de plate-forme continentale à circulation libre et relativement peu profond qui a existé au cours du Cénomanien-Coniacien a été remplacé par un milieu infranéritique à épibathyal (talus continental supérieur) au Santonien-Campanien précoce (Jansa et al., 1977).

Plus au nord, dans le bassin de Terre-Neuve Est (puits Cumberland B-55 et Blue H-28), les sédiments de la séquence condensée et incomplète du Crétacé supérieur ont été déposés dans un milieu infranéritique à bathyal. Le puits Gabriel C-60, situé à l'est dans le bassin Flamand, renferme près de 30 m de sédiments du Campanien-Maastrichtien limités par des failles. Ces sédiments bathyaux reposent sur des sédiments de milieu bathyal de l'Aptien et supportent des sédiments bathyaux de l'Éocène inférieur. Les hiatus représentent supposément une interruption de la sédimentation.

Les roches du Crétacé supérieur de la plate-forme du Labrador sont constituées surtout de shales marins de la Formation de Markland et comportent un faciès gréseux proximal du Membre de Freydis de la Formation de Markland. Les roches représentent généralement une séquence incomplète, et les plus vieux sédiments marins datent du Campanien ou du Maastrichtien dans la majorité des puits (Gradstein dans Srivastava, 1986). Le puits Skolp E-07, dans le bassin de Saglek, et le puits Freydis B-87, dans le bassin de Hopedale, font exception. Dans le puits Freydis B-87, les roches de l'Albien supérieur-Cénomanien renferment des dinokystes qui évoquent un milieu marin peu profond. Ce milieu a été interprété comme étant margino-marin à épinéritique (Gradstein dans Srivastava, 1986). La présence de sédiments turoniens n'a pas été confirmée. Dans les puits Freydis B-87 et Skolp E-07, les sédiments du Coniacien-Santonien ont été déposés principalement dans un milieu épinéritique, où la profondeur d'eau était inférieure à 100 m (fig. 3-27).

Une transgression marine amorcée au cours du Campanien mais beaucoup plus généralisée au Maastrichtien a inondé presque toute la plate-forme du Labrador. Plusieurs puits, dont Bjarni H-81, Cartier D-70, Freydis B-87 et Leif M-48, dans le bassin de Hopedale, et Snorri J-90 dans le bassin de Saglek, renferment des sédiments du Maastrichtien qui ont été déposés dans un milieu infranéritique à bathyal (fig. 3-27). Donc, la transgression et la hausse du niveau des eaux ont dû être assez rapides. Dans la partie méridionale de la marge, les eaux ont atteint leur profondeur maximale crétacée au Campanien-Maastrichtien.


GÉOCHRO-NOLOGIE
COST GE-1
COST B-3
COST G-2
MOHAWK B-93
DISCORDANCE SISMIQUE MAJEURE SUR LA MARGE ATLANTIQUE AMÉRICAINE
DISCORDANCES MAJEURES SELON VAIL ET MITCHUM, 1979
PLIOCÈNE
MIOCÈNE
OLIGOCÈNE
ÉOCÈNE
PALÉOCÈNE
MAASTRICHTIEN
CAMPANIEN
SANTONIEN
CONIACIEN
TURONIEN
CÉNOMANIEN
2.8 Ma
6.6 Ma
9.8 Ma
22.5 Ma
29 Ma
40 Ma
49.5 Ma
60 Ma
97 Ma
CGC

Tertiaire

En général, la sédimentation s'est effectuée, tout au long du Tertiaire, dans des milieux de dépôt de moins en moins profonds, au large de la côte Est du Canada. La richesse de la faune planctonique qui caractérise le Campanien-Maastrichtien ne se retrouve plus dans le Paléocène-Éocène du bassin Néo-Écossais (Ascoli, 1976). Les associations du Paléocène-Éocène précoce renferment quelques foraminifères planctoniques et foraminifères benthiques calcaires, ainsi que des radiolaires et foraminifères agglutinants rares à fréquents. Cela indique que le milieu variait d'épinéritique à infranéritique et que la ligne de rivage était beaucoup plus rapprochée. En outre, il y a eu changement soit dans le niveau de compensation des carbonates, soit dans la diagenèse des sédiments. Dans le puits Sable Island C-67, situé dans le sous-bassin de Sable, les quelques foraminifères calcaires évoquent des eaux infranéritiques pauvres en carbonate de calcium (fig. 3-27).

Les séquences éocènes sont rarement complètes dans les puits du bassin Néo-Écossais. Selon Ascoli (1976), les associations bien diversifiées de foraminifères planctoniques et benthiques de l'Éocène moyen et tardif évoquent un milieu infranéritique à bathyal. Cette hypothèse est confirmée par le nombre plus petit de foraminifères benthiques à test calcaire et la rareté des foraminifères agglutinants. Les milieux d'eau profonde à l'Éocène peuvent se traduire par des séquences condensées plutôt qu'incomplètes. Tel est le cas dans le puits Missisauga H-54 où des échantillons de carottage latéral très rapprochés ont été prélevés. Les analyses palynologiques ont révélé la présence d'une séquence éocène complète. À défaut d'un tel contrôle, l'Éocène aurait été jugé incomplet.

Les sédiments oligocènes de la plate-forme Néo-Écossaise renferment de nombreux foraminifères benthiques à test calcaire, notamment les genres *Lenticulina* et *Sigmomorphina*. Les foraminifères planctoniques contenus dans ces sédiments sont moins abondants et les foraminifères agglutinants sont rares. Les radiolaires peuvent être abondants. Le milieu a dû varier d'infranéritique à épibathyal, ce qui est un peu moins profond qu'à l'Éocène. Cet écart majeur apparent dans la courbe eustatique du niveau marin pourrait simplement traduire l'imprécision du contrôle stratigraphique. Vail et al. (1977) ont reconnu une phase régressive majeure à l'Oligocène tardif (Chattien). Cette régression a pu affecter la plate-forme Néo-Écossaise, car l'Oligocène tardif est absent dans plusieurs puits (Barss et al., 1979).

Figure 3.29. Stratigraphie schématique des quatre puits COST GE-1 (baie de Georgia), COST B-3 (cuvette du canyon de Baltimore), COST G-2 (bassin du banc de Georges) et Mohawk B-93 (plate-forme de LaHave) en fonction des discordances sismiques reconnues dans trois bassins au large de la côte Est et des discordances reconnues par Vail et Mitchum (1979). Les blancs représentent des lacunes. Les discordances dans les quatre puits correspondent assez bien aux données de Vail et Mitchum. Les zones hachurées représentent des données douteuses. Tiré de Poag et Schlee (1984).

Les associations microfauniques du bassin Néo-Écossais témoignent de changements importants au Miocène. Les associations du Miocène précoce, qui renferment des radiolaires (abondants par endroits) et des diatomées, sont probablement infranéritiques à bathyales. Le refroidissement des eaux aurait causé une réduction de la taille des organismes planctoniques à cette époque. La diminution de profondeur des milieux marins au cours du Miocène moyen et tardif a entraîné la réduction du nombre d'organismes planctoniques et la disparition des radiolaires et des diatomées. La baisse eustatique du niveau marin à l'échelle planétaire a sans doute affecté le bassin Néo-Écossais durant le Miocène tardif, comme l'indique la présence possible de sédiments non marins dans le puits Dauntless D-35, dans le sous-bassin de Sable.

La diminution de profondeur des milieux marins s'est poursuivie au Plio-Pléistocène, des conditions littorales à épinéritiques caractérisant presque l'ensemble du bassin. La sédimentation non marine a été particulièrement importante durant la glaciation (voir le chapitre 10). Les associations de foraminifères sont dominées par des espèces benthiques d'eau peu profonde, telles que celles appartenant aux familles *Elphidiidae* et les *Nonioniidae*.

Les cycles mondiaux de variation relative du niveau marin du Tertiaire sont peut-être les mieux connus (Vail et al., 1977). Poag et Schlee (1984) ont reconnu plusieurs cycles dans des puits de la marge atlantique des États-Unis (fig. 3-28). Ils ont également inclus le puits Mohawk B-93 de la plate-forme Néo-Écossaise, dans lequel les lacunes biostratigraphiques suivantes ont été reconnues dans le Tertiaire : Paléocène précoce-moyen, Paléocène tardif-Éocène précoce, Éocène moyen-Miocène moyen, Pliocène tardif-Pléistocène précoce.

Les sédiments paléocènes sont absents en partie ou en totalité dans plusieurs bassins des Grands Bancs, dont les bassins Horseshoe, de Jeanne d'Arc et de la Baleine. Les sédiments éocènes sont plus répandus et sont présents dans les puits Jaeger A-49 sur le soulèvement d'Avalon, Bittern M-62 dans le bassin Horseshoe ainsi que Egret K-36 et Murre G-67 dans le bassin de Jeanne d'Arc (carte 1706A, en pochette). La profondeur du milieu de dépôt varie de moins de 100 m dans le puits Murre G-67 jusqu'à des conditions bathyales dans le puits Bittern M-62. Dans le puits Murre G-67, les sédiments de l'Éocène inférieur surmontent directement le Sénonien. L'Éocène comprend un conglomérat de base et du grès grossier mis en place dans une zone de haute énergie, dans un milieu littoral à non marin. Des mudstones et des grès déposés dans un milieu littoral à épinéritique sont également présents. Cette interprétation est corroborée par le contenu en foraminifères. Dans le puits Egret K-36, des sédiments de l'Éocène moyen reposent en discordance sur des roches du Maastrichtien inférieur. Dans l'Éocène moyen, un lit à radiolaires évoque vraisemblablement un milieu de dépôt infranéritique à faible apport clastique.

Dans le bassin de Carson, le puits Osprey H-84 présente des milieux infranéritiques à bathyaux au Paléocène tardif-Éocène, lesquels ont persisté jusqu'à ce qu'une diminution de profondeur rapide se produise à l'Éocène tardif-Oligocène (fig. 3-26). Cette diminution de profondeur a été accompagnée d'une réduction du nombre de taxons de foraminifères, avec la présence d'une seule variété

planctonique *Globigerina* et de formes benthiques telles que *Spiroplectammina* spp. et *Nonion affine*.

Plusieurs puits des bassins des Grands Bancs (Gradstein et al., 1975) attestent une baisse générale du niveau marin relatif à l'Oligocène (Gradstein et al., 1975). Dans le puits Murre G-67, dans le bassin de Jeanne d'Arc, les associations de foraminifères de l'Oligocène précoce évoquent un milieu marin plus profond, peut-être une plate-forme continentale externe. L'abaissement relatif du niveau marin à l'Oligocène tardif a été accompagné de la disparition des foraminifères planctoniques et pourrait être relié à la baisse mondiale du niveau marin (Haq et al., 1987).

La séquence de sable et de mudstone du Miocène renferme des glauconites, quelques mollusques, des radiolaires et des spicules de spongiaires. Elle aurait été partiellement mise en place dans un milieu marin très peu profond soumis périodiquement à une forte énergie.

La tendance à la baisse du niveau marin relatif durant le Tertiaire est mise en évidence dans d'autres puits du bassin de Jeanne d'Arc, notamment les puits Adolphus D-50 et Dominion O-23, où la sédimentation au Paléocène tardif-Éocène s'est produite en milieu principalement bathyal. La baisse du niveau marin relatif durant l'Oligocène est particulièrement bien mise en évidence dans le puits Dominion O-23 où les sédiments indiquent un milieu de dépôt épinéritique à infranéritique. Cette tendance s'est poursuivie au cours du Miocène avec une baisse du niveau marin relatif au Miocène tardif et au Plio-Pléistocène.

Les sédiments tertiaires de certains puits du bassin de Terre-Neuve Est (Gabriel C-60 et Blue H-28) semblent avoir été déposés dans un milieu bathyal. Dans d'autres puits, du moins dans le bassin de Terre-Neuve Est, les sédiments du même âge révèlent l'existence d'intervalles caractérisés par une baisse du niveau marin relatif (Gradstein dans Srivastava, 1986). Le puits Cumberland B-55 atteste une chute marquée du niveau marin relatif durant l'Oligocène et le Pléistocène. Cette chute est plus prononcée que dans le puits Bonnition H-32, où la baisse progressive amorcée durant l'Oligocène a persisté au Miocène et jusqu'au Plio-Pléistocène et la sédimentation s'est effectuée dans un milieu margino-marin à épinéritique.

Les milieux de dépôts tertiaires des bassins de Saglek et de Hopedale montrent une baisse progressive du niveau marin relatif accompagnée d'épisodes d'érosion subaérienne. L'analyse des associations de foraminifères agglutinants révèle que l'intervalle du Paléocène tardif Éocène, au cours duquel il y a eu dépôt d'une partie des formations de Cartwright et de Kenamu, a été caractérisé par une période de sédimentation bathyale dans la plupart des puits et par une baisse du niveau marin relatif à l'Éocène tardif (Gradstein dans Srivastava, 1986, fig. 3-27). Les données palynologiques suggèrent plutôt des conditions marines peu profondes. Dans des puits tels que Indian Harbour M-52 et Bjarni H-81 dans le bassin de Hopedale, la baisse du niveau marin relatif a commencé pendant l'Oligocène, lors de la mise en place de la Formation de Mokami, et a entraîné le dépôt de sédiments épinéritiques de la Formation de Saglek pendant le Miocène sur la quasi-totalité de la plate-forme du Labrador; le niveau marin relatif s'est abaissé davantage au Plio-Pléistocène. Par conséquent, presque toutes les roches clastiques grossières représentent une sédimentation margino-marine au Plio-Pléistocène, même si la sédimentation épinéritique a persisté à proximité des puits Hare Bay E-21, Cartier D-70 et Gudrid H-55.

La chute du niveau marin relatif sur la plate-forme du Labrador au cours du Néogène est généralisée au large de la côte Est du Canada. Cette tendance a débuté à l'Oligocène, comme l'indique la courbe eustatique mondiale du niveau marin. Toutefois, la corrélation parfaite avec la courbe de Vail et al. (1977) ne peut être établie en raison d'un niveau de résolution insuffisant. L'utilisation de méthodes stratigraphiques quantitatives pourrait permettre de résoudre ce problème.

PALÉOPROVINCIALISME DES DINOKYSTES

Les associations de dinoflagellés du Mésozoïque-Cénozoïque au large de la côte Est du Canada présentent des fluctuations spatio-temporelles. Certaines fluctuations peuvent être locales, et traduisent simplement un contrôle ou des changements paléoenvironnementaux. D'autres, toutefois, ont une importance beaucoup plus grande et reflètent des différences régionales ou un provincialisme. Selon les auteurs, après comparaison avec des associations du même âge, il est possible de reconnaître et de définir à l'échelle mondiale, les paléoprovinces de dinokystes du Mésozoïque-Cénozoïque.

Les conclusions des auteurs sur la distribution des dinoflagellés au Mésozoïque-Cénozoïque s'appliquent uniquement aux kystes. Evitt (1981, 1985) a résumé brièvement certains problèmes reliés aux interprétations basées sur les dinoflagellés fossiles. Puisque seul le stade d'enkystement est préservé et que le nombre et le pourcentage des espèces de dinoflagellés fossiles qui s'enkystent sont inconnus, les données recueillies pour ce groupe seront toujours incomplètes. Evitt (1985) a formulé certaines mises en garde opportunes à l'intention des chercheurs qui déterminent la taille de la population et la composition des associations de dinoflagellés fossiles, la suite évolutive des caractères ou des taxons, le rôle des dinoflagellés dans le milieu écologique ou les taux de spéciation et d'extinction, et qui formulent des hypothèses sur l'histoire paléontologique des dinoflagellés.

Selon Evitt (1981, 1985), l'interprétation de données quantitatives provenant de kystes de dinoglagellés fossiles exige une certaine prudence. C'est pourquoi les auteurs ont décidé de baser la reconnaissance du paléoprovincialisme des dinokystes du Mésozoïque-Cénozoïque sur des données qualitatives, c'est-à-dire la présence des espèces. Les recherches des auteurs montrent que le provincialisme est relié aux conditions climatiques, du moins dans le Crétacé. La température de l'eau et la configuration de la circulation océanique semblent constituer les principaux facteurs climatiques déterminants. La profondeur, la salinité, la lumière et les apports locaux en nutriments peuvent constituer d'autres facteurs.

Wall et al. (1977) et Harland (1983) ont montré que le climat est un facteur qui contrôle les associations de dinokystes actuelles. Dans une étude de sédiments marins récents de l'Atlantique Nord et Sud et des mers adjacentes, Wall et al. (1977) ont conclu que la répartition des dinokystes varie de la côte vers le large et en fonction de la latitude, les courants marins constituant le principal facteur déterminant. Certaines espèces sont confinées aux régions tropicales à subtropicales, tandis que d'autres sont présentes uniquement à des latitudes tempérées. La

variation selon la latitude est particulièrement marquée dans les milieux côtiers, bien qu'elle soit reconnaissable dans les associations extracôtières. Harland (1983) a analysé des sédiments de fond prélevés dans l'Atlantique Nord et les mers adjacentes. Les 42 taxons pourraient être divisés en catégories reposant sur le critère latitude-climat ou le milieu côtier-extracôtier. Les premières se subdivisent en groupes tropical, tempéré et arctique, et les secondes, en groupes épinéritique, infranéritique et océanique. La distribution des taxons est également reliée aux courants océaniques. Les études de Wall et al. (1977) et de Harland (1983) révèlent le provincialisme indiscutable des associations de kystes de dinoflagellés actuelles et permettent de reconnaître des provinces tropicales à subtropicales, tempérées et boréales. Comme l'indique la présente étude, les conclusions de Wall et al. et de Harland peuvent être reliées à la distribution des dinokystes fossiles, lesquels semblent afficher un provincialisme similaire.

Les auteurs ont respecté les critères déjà établis pour reconnaître le provincialisme. Sylvester-Bradley (1971) a défini les provinces fauniques comme étant de grandes unités continentales ou océaniques dans lesquelles les faunes mondiales peuvent être divisées. Campbell et Valentine (1977) considèrent les provinces actuelles comme des aires de distribution biologique distinctes dans lesquelles les communautés fauniques présentent un éventail relativement restreint d'espèces, mais entre lesquelles des différences importantes du contenu en espèces sont observées dans un certain nombre de communautés. Ils définissent les paléoprovinces comme étant des régions à l'intérieur desquelles les communautés fossiles conservent un contenu en espèces caractéristique et entre lesquelles des différences significatives sont observées. Ils n'ont fait aucune distinction entre une province et une sous-province. Selon Valentine (1968), une province marine est simplement un ensemble de communautés associées dans le temps et l'espace. Dans l'étude des associations microfossiles, les auteurs préfèrent utiliser le terme dans le sens attribué par Valentine

Jurassique

Les plus anciens kystes de dinoflagellés mésozoïques connus au large de la côte Est du Canada remontent au Jurassique précoce et sont présents dans les sédiments recoupés par les puits de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs. Des spécimens de *Dapcodinium*, *Luehndea*, *Maturodinium*, *Nannoceratopsis* et *Rhaetogonyaulax* y ont été récupérés. La composition d'ensemble des associations correspond assez bien à celle des roches du même âge de l'Angleterre (Woollam et Riding, 1983; Riding, 1984), du Portugal (Davies, 1985) et du Svalbard (Bjaerke, 1980). Cette concordance pourrait démontrer leur caractère cosmopolite ou refléter les régions étudiées.

Les associations du Jurassique moyen recueillies au large de la côte Est du Canada ne renferment que quelques espèces,notamment *Aldorfia*, *Ctenidodinium*, *Diacanthum* et *Valensiella*. Elles présentent de grandes affinités avec des associations européennes du même âge, comme celles de l'Angleterre (Sarjeant, 1979; Riley et Fenton, 1982; Woollam et Riding, 1983; Riding, 1984) et de la France (Sarjeant, 1979). Par ailleurs, les associations du même âge de l'Arctique canadien (Johnson et Hills, 1973; Davies et Norris, 1980; Davies, 1983) montrent des affinités modérées, ne présentant, avec les associations extracôtières de l'Est du Canada, que quelques espèces communes.

Les données sur le Jurassique tardif proviennent principalement de la plate-forme Néo-Écossaise et du bassin de Jeanne d'Arc. Les genres suivants sont répandus dans le Jurassique tardif de la plate-forme Néo-Écossaise : *Ambonosphaera*, *Ctenidodinium*, *Dichadogonyaulax*, *Endoscrinium*, *Epiplosphaera*, *Gonyaulacysta*, *Lanterna*, *Leptodinium*, *Senoniasphaera* et *Systematophora*. Ces taxons sont également caractéristiques des associations européennes du même âge décrites par Riley (1977), Rawson et Riley (1982), Woollam et Riding (1983) et Riding (1984). Quelques-unes de ces espèces ont été reconnues dans l'Arctique canadien (Johnson et Hills, 1973; Davies, 1983), mais les différences sont beaucoup plus marquées que les traits communs. Les associations de la plate-forme Néo-Écossaise présentent peu d'affinités avec celles du Jurassique tardif de l'Ouest du Canada (Pocok, 1972, 1976) ou de la Californie (Warren, 1967).

Les associations de dinokystes du Jurassique tardif du bassin de Jeanne d'Arc sont décrites dans le présent chapitre et par van Helden (1986). Les taxons répandus ou importants comprennent *Cribroperidinium systremmatum*, *Imbatodinium kondratjevii*, *Rhynchodiniopsis cladophora*, *Scriniodinium inritibilum*, *Muderongia simplex*, *Muderongia* sp. A. de Davey (1979a), *Amphorula metaelliptica* et *Amphorula* sp. Ces associations renferment quelques éléments des associations boréales décrites par Williams et Bujak (1985).

Crétacé

Durant le Crétacé, les affinités régionales entre les associations de dinoflagellés fossiles de l'Est du Canada ont subi des changements marqués qui pourraient être associés au développement du proto-Gulf Stream. Le provincialisme des dinokystes du Berriasien au Maastrichtien (135-65 Ma) est illustré aux figures 3-30 à 3-38. Les données sont portées sur les cartes de reconstitution palinspastique de Firstbrook et al. (1979), desquels proviennent les âges relatifs. Ces projections polaires équivalentes de Lambert sont basées sur celles de Smith et Briden (1977) et ont été choisies parce que les océans y sont bien représentés. En outre, elles démontrent l'importance des régions polaires en paléo-océanographie. La reconnaissance des associations de dinokystes boréales, tempérées et tropicales est basée en partie sur les études de Williams et Davies (1982) et Williams et Bujak (1985).

Les associations de dinokystes néocomiennes au large de la côte Est du Canada peuvent être qualifiées collectivement de «tempérées nord». Comme le montrent les figures 3-30 et 3-31, des associations du même âge et de composition semblable ont été décrites dans l'est de l'Angleterre (Duxbury, 1977; Davey, 1979a). Toutefois, il y a certaines différences entre les associations du bassin Néo-Écossais et celles des bassins de Jeanne d'Arc et de Terre-Neuve Est. Ces dernières renferment un plus grand nombre d'espèces communes aux associations du même âge de Speeton, dans le nord de l'Angleterre. Les espèces communes aux associations de Speeton et de la zone extracôtière de l'est de Terre-Neuve sont *Achomosphaera neptunii*, *Gonyaulacysta fastigiata*, *G. ordocava* et *Kleithriasphaeridium fasciatum*.

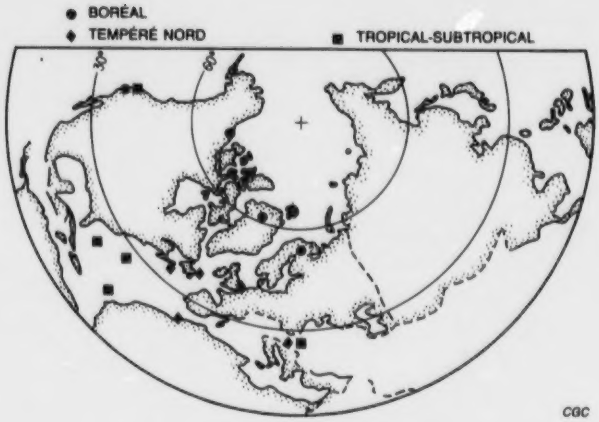


Figure 3-30. Berriasien précoce (135 Ma).

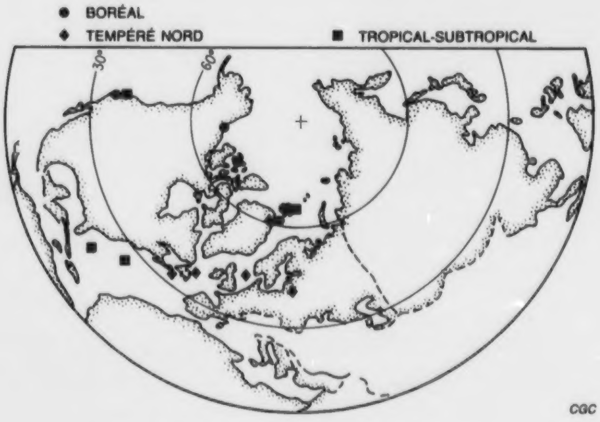


Figure 3-31. Valanginien (130 Ma).

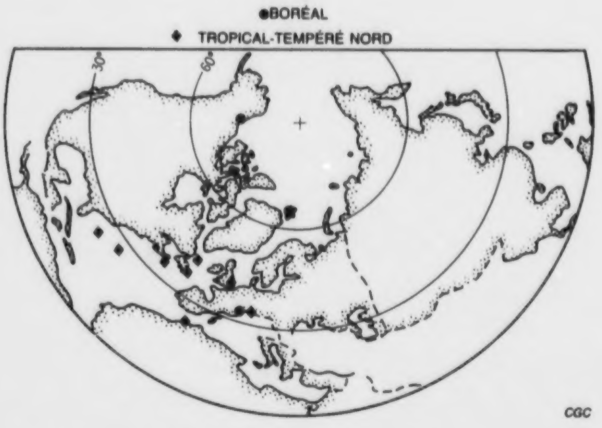


Figure 3-32. Barrémien (120 Ma).

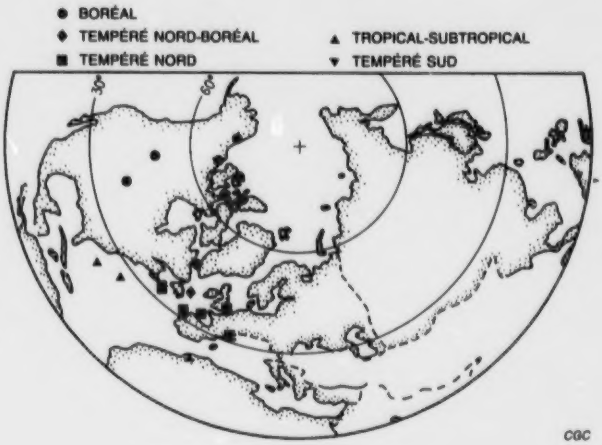


Figure 3-33. Aptien (110 Ma).

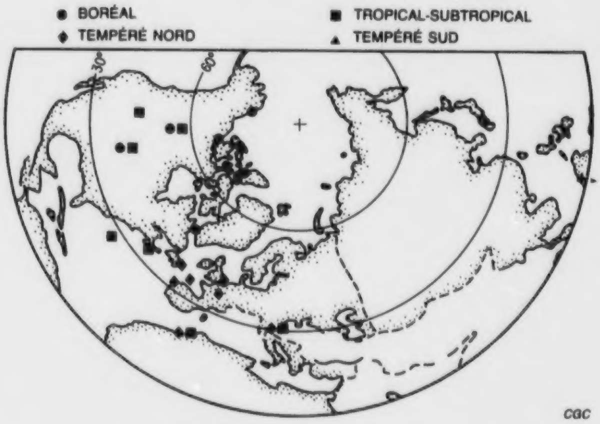


Figure 3-34. Albien (105 Ma).

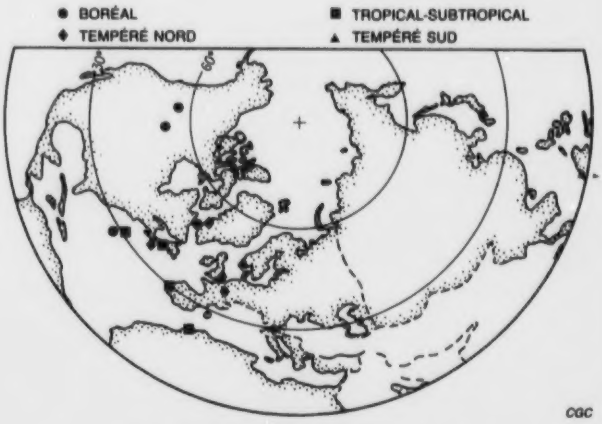


Figure 3-35. Cénomanien (95 Ma).

Figures 3-30 à 3-38. Provincialisme des dinokystes du Berriasien précoce au Maastrichtien. Les données de ces huit figures sont portées sur les cartes palinspastiques de Firstbrook et al. (1979), desquels proviennent les âges relatifs.

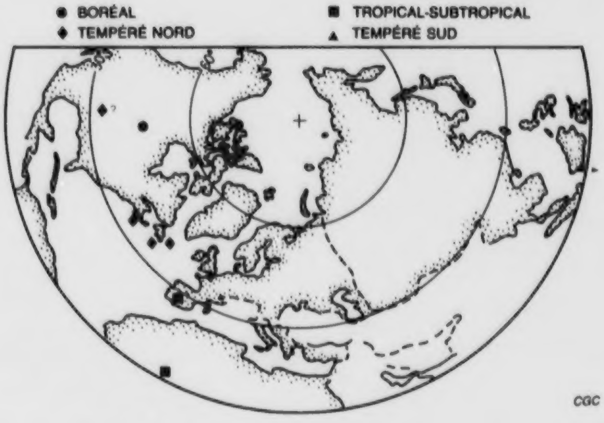


Figure 3-36. Santonien (85 Ma).

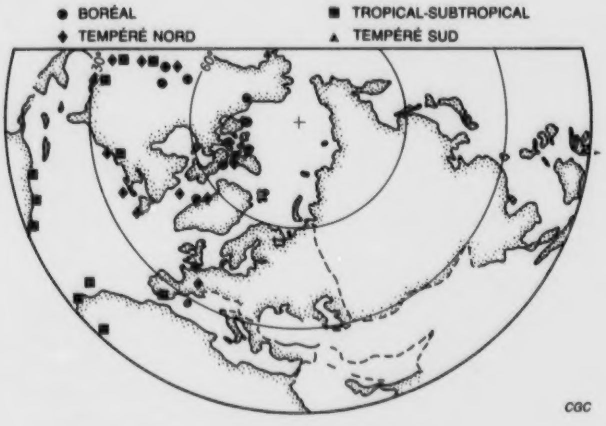


Figure 3-37. Campanien (70 Ma).

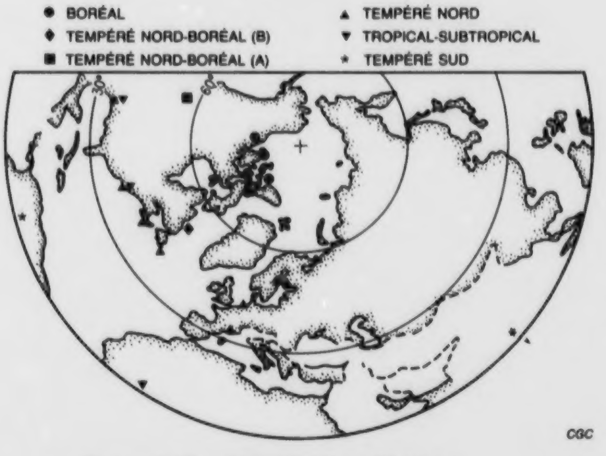


Figure 3-38. Maastrichtien (65 Ma).

Deux associations distinctes de dinokystes ont été reconnues dans le Barrémien (fig. 3-32). Les associations provenant de zones au large de la côte Est du Canada sont incluses dans l'association tropicale à tempérée nord qui est également reconnue ailleurs dans l'Atlantique Nord (Habib, 1975, 1977, 1978) et en Angleterre (Davey, 1979a; Duxbury, 1977). Cette situation porte à croire que le proto-Gulf Stream a constitué un facteur déterminant majeur dans la distribution des dinokystes dans l'Atlantique Nord au Barrémien. Toutefois, comme au Néocomien, les associations récupérées dans le bassin de Jeanne d'Arc ressemblent davantage aux associations du même âge de l'Argile de Speeton (Duxbury, 1977) que celles du bassin Néo-Écossais, ce qui pourrait être le reflet de conditions paléogéographiques locales plutôt que d'affinités régionales.

Le provincialisme des associations de dinokystes (fig. 3-3) est plus marqué à l'Aptien qu'au Barrémien. L'association tempérée est reconnue au large de la côte Est du Canada, dans le golfe de Gascogne (Davey, 1979b), en France (Davey et Verdier, 1974), en Angleterre (Duxbury, 1983), et au large du Portugal (Masure, communication personnelle, 1984).

Les associations du bassin de Terre-Neuve Est présentent des caractéristiques uniques. L'association comprend *Cerbia tabulata, Gardodinium trabeculosum, Gonyaulacysta exsanguia, Hystrichosphaerina schindewolfii, Subtilisphaera perlucida* et *Tanyosphaeridium boletum*. Les affinités avec les associations de l'Angleterre (Duxbury, 1977, 1983) sont étonnantes.

Les associations tropicales du même âge du Maroc (Below, 1981) et de l'Atlantique Nord méridional (Habib, 1977, 1978) contiennent certains éléments des associations tempérées, ce qui pourrait traduire des conditions climatiques plus uniformes ou une évolution rapide des dinoflagellés, comme en témoignent les kystes, à l'Aptien-Albien.

Les dinokystes albiens peuvent être groupés en quatre associations distinctes et probablement provinciales (fig. 3-34) : tropicale-subtropicale, tempérée nord, tempérée sud et boréale. Les associations de la plate-forme Néo-Écossaise présentent les affinités les plus étroites avec les associations tropicales-subtropicales de l'Atlantique Nord (Habib, 1977, 1978). Les associations du bassin de Terre-Neuve Est sont plus compatibles avec les associations du même âge du golfe de Gascogne (Davey, 1979b), de la France (Davey et Verdier, 1971, 1973) et de l'Angleterre (Duxbury, 1983), lesquelles sont qualifiées de tempérées nord. La distribution plus répandue des associations tropicales suggère l'existence de conditions climatiques plus uniformes ou la présence de courants océaniques plus actifs à circulation nord le long de la marge occidentale de l'Atlantique Nord.

Les associations de dinoflagellés ne témoignent pas de l'existence, au cours de l'Albien, d'un passage direct entre la région extracôtière de l'Est du Canada et l'Arctique; toutefois, des détroits ont pu exister entre la plate-forme du Labrador, l'Arctique et les régions intérieures de l'Ouest, ce qu'indique la présence de l'association de *Muderongia asymmetrica* dans les roches albiennes de ces trois régions (Brideaux, 1977; G.L. Williams, observations personnelles).

Les associations de dinoflagellés cénomaniennes au large de la côte Est du Canada semblent représenter un mélange d'associations tempérées nord à tropicales-subtropicales (fig. 3-35). Toutefois, les associations cénomaniennes sont difficiles à classer, en raison d'un mélange possible des associations boréales et tropicales-subtropicales, de la partie ouest de l'Atlantique Nord jusqu'au sud de la région extracôtière de l'Est du Canada (Habib, 1977).

Le Santonien est l'intervalle suivant pour lequel des données suffisantes existent (fig. 3-36). Les dinokystes santoniens identifiés au large de la côte Est du Canada font tous partie de l'association tempérée nord. Des associations semblables ont été décrites en Allemagne (Yun, 1981), dans le sud de l'Angleterre (Clarke et Verdier, 1967) et en France (Foucher dans Robaszynski et al., 1980). La migration apparente des associations tempérées vers le sud suggère un possible refroidissement, ce qui est en désaccord avec l'hypothèse de Frakes (1979). De même, elle peut indiquer l'existence d'associations plus cosmopolites résultant d'une forte hausse eustatique du niveau marin.

Les associations de dinokystes de la plate-forme du Labrador ont proliféré durant le Campanien (fig. 3-37). Les associations du même âge de la plupart des secteurs extracôtiers de l'Est du Canada peuvent être incluses dans l'association tempérée nord. Les associations mixtes boréales-tempérées de l'île Bylot, qui présentent des affinités avec les associations du même âge du Groenland occidental, font exception.

Dans une étude de la distribution des péridiniens du Campanien, Lentin et Williams (1980) ont reconnu trois associations qui semblent témoigner d'une différenciation régionale plutôt que d'un contrôle paléoécologique local. Ces associations, qui semblent associées à des zones climatiques, ont été appelées : suite de Malloy ou tropicale-subtropicale; suite de Williams ou tempérée chaude; et suite de McIntyre ou boréale. Les associations de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs sont caractéristiques de la suite de Williams. Les associations de l'île Bylot et du Groenland occidental sont intermédiaires entre les suites de Williams et de McIntyre.

Le Maastrichtien est l'étage crétacé le plus récent pour lequel la distribution des associations de dinokystes est représentée graphiquement. La complexité des associations est illustrée à la figure 3-38. Les taxons de l'île Bylot sont inclus dans l'association boréale qui est également reconnue dans l'Arctique canadien (McIntyre, 1975; Doerenkamp et al., 1976). Les dinokystes de la plate-forme du Labrador font partie de l'association tempérée nord-boréale B, qui présente de grandes affinités avec les associations australiennes du Crétacé tardif. Cette affinité pourrait traduire un contrôle climatique, car les deux régions étaient à peu près équidistantes du paléo d'équateur durant le Maastrichtien, soit à une latitude d'environ 50°. Troncoso (1977) a décrit une association maastrichtienne de l'hémisphère sud, provenant du Chili, qui présente des affinités avec l'association tempérée nord-boréale de la plate-forme du Labrador. Elle pourrait représenter l'équivalent de même latitude dans l'hémisphère sud, car le Chili se situait entre 40°S et 60°S au Maastrichtien.

Les dinokystes des Grands Bancs et de la plate-forme Néo-Écossaise du Maastrichtien sont inclus ici dans l'association tempérée nord. Cette association a également caractérisé le Maastrichtien du Danemark (Wilson, 1971; Hansen, 1977) et de la France méridionale (Wilson, 1971).

Cénozoïque

Le Cénozoïque fut une période de provincialisme accrû associé à des différences climatiques plus marquées et à la séparation ininterrompue de l'Europe et de l'Amérique du Nord. Dans les unités paléogènes, les associations de la plate-forme Néo-Écossaise présentent de fortes affinités avec des associations du même âge récupérées au large de la Floride dans le cadre du projet JOIDES (données inédites). Les taxons des Grands Bancs montrent des affinités avec les associations de la plate-forme Néo-Écossaise et de l'Angleterre (Williams et Brideaux, 1975; Bujak et al., 1980). La zonation des dinokystes proposée par Bujak et al. (1980) pour le sud de l'Angleterre peut être appliquée aux Grands Bancs, moyennant certaines modifications probablement requises par des variations paléoenvironnementales.

À l'Éocène tardif-Oligocène précoce, des différences ont surgi entre les Grands Bancs, la plate-forme Néo-Écossaise et la région extracôtière de la Floride. Elles sont devenues plus marquées à l'Oligocène tardif avec la disparition de certaines espèces tropicales sur les Grands Bancs, ce qui marque, selon l'avis des auteurs, le début du refroidissement des eaux dans cette région.

Williams et Bujak (1977b) ont étudié les affinités entre certaines espèces choisies de l'Éocène tardif-Oligocène. L'une de ces espèces, *Areosphaeridium diktyoplokus*, est reconnue dans les sédiments de l'Éocène supérieur des Grands Bancs et du sud de l'Angleterre, mais est absente des sédiments du même âge de la plate-forme Néo-Écossaise et de la zone extracôtière de la Floride. *Areosphaeridium multicornutum* est présente dans l'Oligocène des Grands Bancs, du sud de l'Angleterre et des zones extracôtières de la Floride et du nord-ouest de l'Afrique, mais est absente des sédiments du même âge de la plate-forme Néo-Écossaise. *Distatodinium paradoxum* est très répandue sur la plate-forme Néo-Écossaise, sur les Grands Bancs et dans le sud de l'Angleterre, mais est absente dans les régions plus méridionales, comme la zone extracôtière de la Floride. De telles variations suggèrent un contrôle environnemental local et régional.

La répartition stratigraphique de quatre autres espèces a été déterminée dans cinq régions : la zone extracôtière de la Floride; la zone extracôtière de l'Afrique occidental; la plate-forme Néo-Écossaise; les Grands Bancs; et la plate-forme du Labrador. Presque toujours, les espèces sont apparues plus tard et ont disparu plus tôt sur les Grands Bancs que sur la plate-forme Néo-Écossaise. Parmi ces espèces tropicales, *Homotryblium floripes* et *Polysphaeridium zoharyi* sont absentes de tous les puits de la plate-forme du Labrador.

Les eaux plus chaudes semblent avoir persisté au Miocène moyen et peut-être au Miocène tardif sur la plate-forme Néo-Écossaise. L'étude comparée des associations de la plate-forme Néo-Écossaise et des associations du même âge au large de la Floride confirme cette hypothèse. Dans cette dernière région, les espèces tropicales telles que *Polysphaeridium zoharyi* n'ont pas disparues mais semblent avoir persisté sans interruption jusqu'à nos jours.

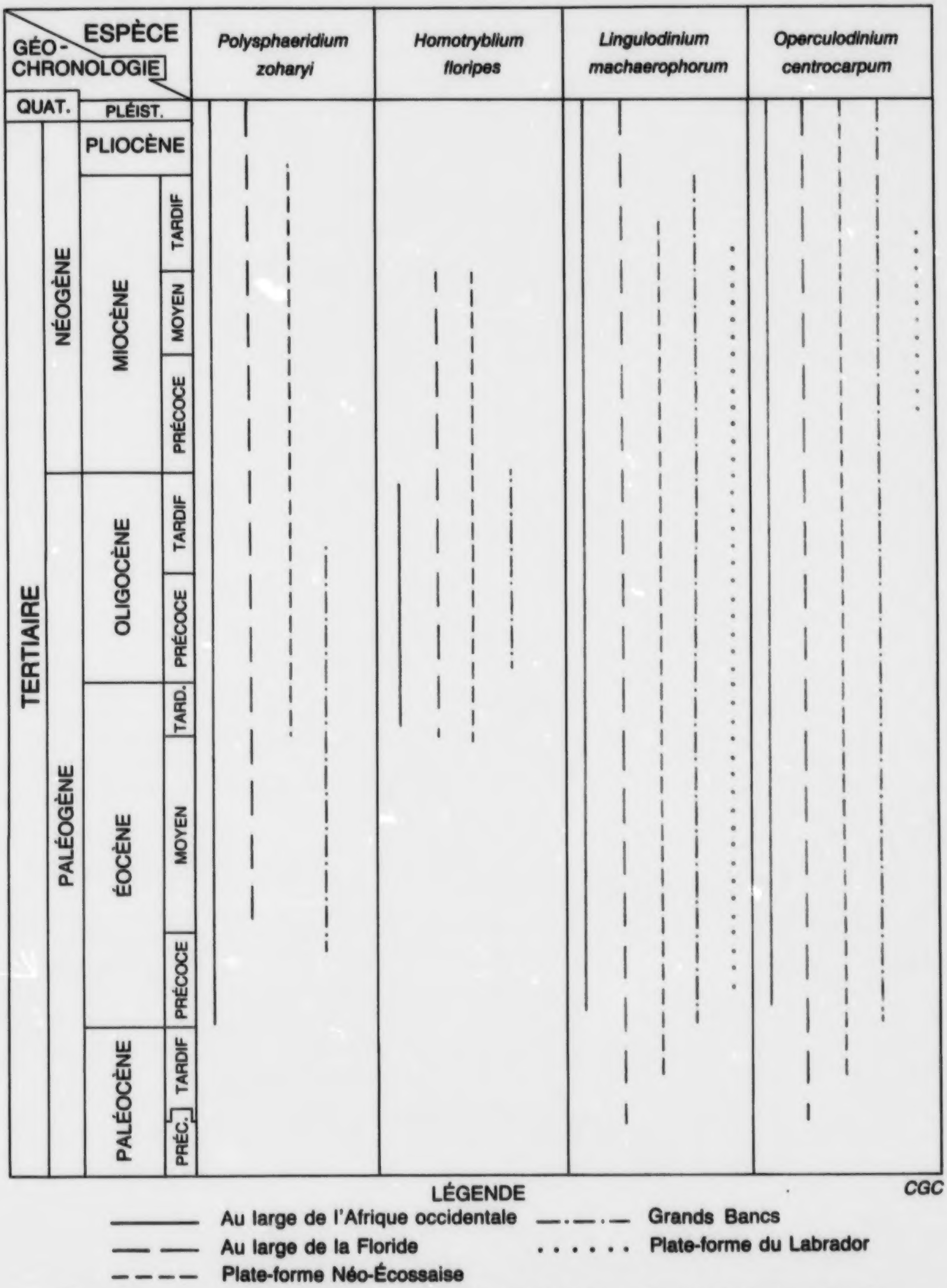


Figure 3-39. Variations des répartitions stratigraphiques de quatre espèces de dinokystes présentes dans le Cénozoïque de la marge de l'Atlantique Nord (d'après Williams et Bujak, 1977).

Les associations néogènes de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs présentent plusieurs traits communs, de nombreuses espèces repères étant communes aux deux régions. Toutefois, la répartition stratigraphique de chaque taxon varie quelque peu dans les deux régions. De telles différences ne peuvent s'expliquer sans une meilleur contrôle du Néogène que celui présenté par Williams et Bujak (1985).

Les associations de dinokystes du Cénozoïque de la plate-forme du Labrador et de la zone extracôtière du nord-est de Terre-Neuve sont très différentes de celles des Grands Bancs et de la plate-forme Néo-Écossaise (Gradstein et Williams, 1976; Williams et Bujak, 1977a). Les associations paléocènes se comparent avantageusement à celles de l'Europe, de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs. À l'Éocène, les affinités avec les associations de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs sont moins grandes, mais il y a une certaine ressemblance avec les associations du sud de l'Angleterre et de la mer du Nord. Les associations oligocènes et néogènes de la plate-forme du Labrador semblent lui être propres et reflètent vraisemblablement le début d'un refroidissement marqué. Il est plus probable que des associations néogènes semblables soient récupérées dans des régions plus septentrionales comme la baie de Baffin et l'archipel arctique.

Les associations de dinokystes du Mésozoïque-Cénozoïque au large de la côte Est du Canada ont une distribution spatio-temporelle semblable à celle des associations du même âge d'autres régions nord-américaines, européennes, africaines, asiatiques et australiennes. Les reconstitutions palinspastiques du Crétacé montrent que les aires de distribution délimitent des paléoprovinces de dinokystes. Ces paléoprovinces semblent refléter une régulation des associations de dinokystes par le climat et les paléocourants, et confirment la présence d'un proto-Gulf Stream dès le Néocomien. Cette situation n'a eu aucun effet sur la distribution des dinoflagellés à thèque du Mésozoïque-Cénozoïque. Comme Evitt (1985) l'a démontré, il est impossible de tirer de telles conclusions à partir des fossiles lorsque seul le stade d'enkystement a été préservé.

CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

La zonation biostratigraphique détaillée des roches phanérozoïques au large de la côte Est du Canada a été élaborée à l'aide de divers groupes de microfossiles. Les groupes fossiles et les âges étudiés sont les suivants : acritarches et chitinozoaires (Paléozoïque précoce), foraminifères (Carbonifère, Jurassique-Tertiaire), ostracodes (Jurassique-Crétacé), dinoflagellés (Jurassique-Tertiaire), spores (Paléozoïque tardif), spores et pollens (Trias tardif-Crétacé précoce), calpionelles (Tithonique tardif-Berriasien), nannoplancton calcaire (Crétacé tardif) et diatomées (Tertiaire précoce).

Les zonations majeures maintenant en usage sont de nature principalement qualitatives et permettent d'établir un contrôle jusqu'au niveau de l'étage. Elles sont satisfaisantes à l'échelle régionale, mais sont souvent inadéquates pour corréler les sables réservoirs des champs pétroliers Hibernia et Venture. En outre, elles ne permettent pas de reconnaître plusieurs des discordances, d'où l'impossibilité d'établir des corrélations avec les courbes eustatiques du niveau marin.

Le deuxième type de zonation, qui fait appel à des méthodes quantitatives, offre beaucoup de possibilités à long terme. Les résultats initiaux ont permis d'améliorer la zonation pollinique du Tertiaire de la plate-forme du Labrador, de proposer une nouvelle zonation des foraminifères du Jurassique tardif-Crétacé précoce du bassin de Jeanne d'Arc ainsi qu'une zonation des foraminifères du Tertiaire de la marge Néo-Écossaise, des Grands Bancs et de la plate-forme du Labrador. Les données sont invariablement traitées par le programme RASC (Ranking and Scaling Correlation Program) et, comme c'est le cas avec d'autres techniques, une attention particulière doit être portée au filtrage du bruit causé par les remaniements, les effondrements, les lacunes ou la présence de failles.

Les travaux futurs visant à produire des zonations plus détaillées devraient considérer l'application de la méthode de corrélation graphique mise au point par Shaw (1964) et utilisée par Miller (1977) et Edwards (1984). Cette approche sera d'une valeur inestimable si elle permet de corréler certains horizons avec ceux définis par les méthodes sismiques et diagraphiques. L'intégration d'autres données, comme la géochimie organique et la réflectance de la vitrinite, permettra de prévoir l'état de maturation et de mettre au point des modèles de l'histoire géologique.

Les zonations biostratigraphiques détaillées sont également nécessaires pour délimiter les zones pétrolifères de nature stratigraphique. Tous les travaux d'exploration au large de la côte Est du Canada ont visé la recherche de pièges structuraux. Les pièges stratigraphiques, qui sont d'importantes sources potentielles d'hydrocarbures, n'ont pu être localisés avec précision en raison d'un contrôle inadéquat. La complexité et la quantité des sables réservoirs des champs pétroliers Venture et Hibernia indiquent que le potentiel des pièges stratigraphiques pourrait être considérable. À cet égard, les zonations quantitatives pourraient s'avérer très utiles.

L'affinement des données paléoécologiques par l'utilisation d'autres groupes de microfossiles constituera une autre avenue de recherche majeure dans les années futures. Un intérêt accrû devra être accordé aux déterminations chronologiques basées sur les nannofossiles. D'autres groupes moins connus mais également utiles, comme les dinoflagellés calcaires, les radiolaires, les silicoflagellés et les otolites, devraient être utilisés pour certaines parties de la coupe. Par exemple, les otolites pourraient permettre de subdiviser davantage le Tertiaire des eaux septentrionales, comme sur la plate-forme du Labrador. Ces groupes de microfossiles permettent également une délimitation plus précise des paléoenvironnements, de sorte que les reconstitutions paléogéographiques seront moins hypothétiques. Grâce à de tels progrès, le géologue sera en mesure de cartographier l'aire de distribution des roches mères d'hydrocarbures et donc de prévoir avec plus de précision les zones pétrolifères, de nature stratigraphique, possibles.

Les études biostratigraphiques récentes ont permis de reconnaître les différences régionales dans les associations d'acritarches, de dinokystes, de spores et de foraminifères. La corrélation des données a mis en évidence le provincialisme de certaines associations et leurs affinités avec d'autres régions. La ressemblance entre les associations de dinokystes du Campanien-Maastrichtien de la plate-forme du Labrador et les associations du même âge de l'Australie et de l'Asie en est un exemple. Les études

paléo-océanographiques sont particulièrement prometteuses, car plusieurs courants majeurs ont influencé les zones extracôtières de l'Est du Canada. L'histoire géologique de l'Atlantique Nord et de la mer du Labrador ne peut être reconstituée sans recourir à la biostratigraphie. Le recours nécessaire aux données biostratigraphiques pour la modélisation paléo-océonographique démontre l'importance de cette science. Gradstein et Srivastava (1980) ainsi que MacLean et Williams (1980) ont montré l'existence possible d'un détroit marin dans la baie de Baffin, entre les océans Arctique et Atlantique, au Campanien-Maastrichtien. Des études semblables de la distribution des dinokystes crétacés ont démontré le rôle joué sur une longue période par le proto-Gulf Stream au Mésozoïque tardif et au Cénozoïque. Les études qui seront menées à l'avenir devraient permettre d'améliorer nos connaissances sur l'évolution du courant du Labrador.

Au cours des dix prochaines années, une plus grande priorité sera accordée à l'établissement de corrélations entre la plate-forme continentale de l'Est du Canada et la stratigraphie des zones abyssales, par le truchement d'analyses des puits du talus continental et des sites du Programme de sondage des fonds marins. Ces analyses faciliteront aussi l'établissement de corrélations avec les stratotypes européens. L'intégration de la stratigraphie sismique et de la biostratigraphie doit être accélérée de sorte que l'applicabilité des courbes eustatiques du niveau marin à une marge atlantique typique puisse être évaluée avec grande précision. Enfin, des modèles paléoclimatologiques devront être mis au point sur la base des relations entre les occurrences de taxons de microfossiles et les occurrences de taxons disparus et de certains paramètres comme les données sur les isotopes de l'oxygène.

REMERCIEMENTS

Les auteurs désirent exprimer leur gratitude à B. van Helden, qui a fourni des données, à C.W. Poag, A.G. Smith et F.M. Gradstein, qui ont autorisé la reproduction de certaines figures, et A. Berti, qui a fourni des renseignements sur la zonation pollinique au Trias. Nous sommes particulièrement reconnaissants à Basil Cooke, Evan Kidson, Bruce Masters et Merrell Miller, qui ont passé de nombreuses heures à réviser cet ouvrage. Leur aide et leurs critiques constructives ont permis d'améliorer notablement le contenu du présent chapitre. Nous désirons enfin remercier M.A. Best pour son aide dans la mise en page et la production de plusieurs figures, et le centre de traitement de textes d'Amoco Production qui s'est chargé de la production des différentes versions du chapitre.

RÉFÉRENCES

Agterberg, F. P., Gradstein, F. M., Lew, S. N., and Thomas, F. C.
1985 : Nine databases with applications of ranking and scaling of stratigraphic events; in Quantitative Stratigraphy, ed. F. M. Gradstein et al.; D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, p. 473-564.

Allemann, F., Catalano, R., Fares, F., and Remane, J.
1971 : Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province; Proceedings Second Planktonic Conference, Roma, 1970, v. 2, p. 1337-1340.

American Commission on Stratigraphic Nomenclature
1961 : Code of Stratigraphic Nomenclature; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 45, p. 645-665.

Arthur, K. R., Cole, D. R., Henderson, G.G.L., and Kushnir, D. W.
1982 : Geology of the Hibernia discovery; in The Deliberate Search for the Subtle Trap, ed. M.T. Halbouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 32, p. 181-196.

Ascoli, P.
1976 : Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, ed. C. T. Schafer and B.R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication no. 1, p. 653-771.
1981 : Foraminiferal-ostracod Late Jurassic biozonation of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open file 753, 32 p.
1984 : Epistominid biostratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary on the northwestern Atlantic Shelf; in Benthos '83, Second International Symposium on Benthic Foraminifera, ed. H. J. Oertli, Pau and Bordeaux, April 1983, p. 27-34.

Ascoli, P., Poag, C. W., and Remane, J.
1984 : Microfossil zonation across the Jurassic-Cretaceous boundary of the Atlantic margin of North America; in Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America, ed. G.E.G. Westermann; Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 31-48.

Barnes, C. R., Norford, B. S., and Skevington, D.
1981 : The Ordovician System in Canada : Correlation Chart and Explanatory Notes; International Union of Geological Sciences, publication no. 8, 27 p.

Barss, M. S. and Hacquebard, P. A.
1967 : Age and the stratigraphy of the Pictou Group in the Maritime Provinces as revealed by fossil spores; in Collected Papers on Geology of the Atlantic Region - Hugh Lilly Memorial Volume, ed. E.R.W. Neale and H. Williams; Geological Association of Canada, Special Paper 4, p. 267-282.

Barss, M. S., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1979 : Palynological zonation and correlation of 67 wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Bartenstein, H.
1976a : Foraminiferal zonation of the Lower Cretaceous in northwest Germany and Trinidad, West Indies — an attempt; Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Monatshefte, v. 3,p. 187-191.
1976b : Benthonic index Foraminifera in the Lower Cretaceous of the northern hemisphere between east Canada and northwest Germany; Erdol und Kohle-Erdgas, v. 29, p. 254-256.
1976c : Practical applicability of a zonation with benthonic foraminifera in the worldwide Lower Cretaceous; Geologie en Mijnbouw, v. 55, p. 83-86.

Bate, R.H. and Robinson, J.E., editors
1978 : A stratigraphical index of British Ostracoda; Geological Journal, Special Issue, no. 8, 538 p.

Bell, W. A.
1929 : Horton-Windsor district, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 155, 268 p.
1938 : Fossil flora of Sydney coalfield, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 215, 334 p.

Below, R.
1981 : Dinoflagellaten-xysten aus dem oberen Hauterive bis unteren Cenoman Sudwest-Marokkos; Palaeontographica, Abt. B, v. 176, p. 1-145.

Belt, E. S.
1965 : Stratigraphy and paleogeography of Mabou Group and related Middle Carboniferous facies, Nova Scotia, Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 76 p. 777-802.

Benteau, R. T. and Sheppard, M. G.
1982 : Hibernia — a petrophysical and geological review; Journal of Canadian Petroleum Technology, v. 21, p. 59-72.

Berggren, W. A. and Van Couvering, J. A.
1978 : Biochronology; in the Geologic Time Scale, ed. G.V. Cohee, M.F. Glaessner and H.D. Hedberg; The American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology, no. 6, p. 39-55.

Bjaerke, T.
1980 : Mesozoic palynology of Svalbard IV, Toarcian dinoflagellates from Spitsbergen; Palynology, v. 4, p. 57-77.

Bolli, H. M.
1966 : Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera : Boletin Informativo Asociacion Venezolana de Geologia, Mineria Petroleo, v. 9, p. 3-32.

Brideaux, W.W.
1977 : Taxonomy of Upper Jurassic-Lower Cretaceous microplankton from the Richardson Mountains, District of Mackenzie, Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 281, p. 1-89.

Bujak, J. P. and Williams, G. L.
1977 : Jurassic palynostratigraphy of offshore eastern Canada; in Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands, ed. F. M. Swain; Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 321-339.

1978: Cretaceous palynostratigraphy of offshore southeastern Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 297, 19 p.

Bujak, J. P., Downie, C., Eaton, G. L., and Williams, G. L.
1980: Dinoflagellate cyst zonation of the Eocene, southern England; in Dinoflagellate Cysts and Acritarchs from the Eocene of Southern England, ed. J.P. Bujak et al.; The Palaeontological Association, Special Papers in Palaeontology, no. 24, p. 15-26.

Campbell, C. A. and Valentine, J. W.
1977: Comparability of modern and ancient marine faunal provinces: Palaeobiology, v. 3, p. 49-57.

Caron, M.
1985: Cretaceous planktic foraminifera; in Plankton Stratigraphy, ed. H. M. Bolli, J.B. Saunders, and K. Perch-Nielsen; Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, Cambridge, England, p. 17-86.

Clarke, R.F.A. and Verdier, J.-P.
1967: An investigation of microplankton assemblages from the Chalk of the Isle of Wight, England; Verhandelingen der Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen, Afdeeling Natuurkunde, Eerste Reeks, v. 24, p. 1-96.

Costa, L. I. and Downie, C.
1979: The distribution of the dinoflagellate Wetzeliella in the Palaeogene of northwestern Europe; Palaeontology, v. 19, p. 591-614.

Crane, M. J.
1965: Upper Cretaceous ostracodes of the Gulf Coast area; Micropaleontology, v. 11, p. 191-254.

Davey, R. J.
1979a: The stratigraphic distribution of dinocysts in the Portlandian (latest Jurassic) to Barremian (Early Cretaceous) of northwest Europe; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series 5B, p. 49-81.
1979b: Marine Apto-Albian palynomorphs from Holes 400A and 402A, IPOD Leg 48, northern Bay of Biscay; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XLVIII, ed. L. Montadert et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 48, p. 547-577.
1982: Dinocyst stratigraphy of the latest Jurassic to Early Cretaceous of the Haldager No. 1 borehole, Denmark; Geological Survey of Denmark, Series B, no. 6, p. 1-57.

Davey, R. J. and Verdier, J.-P.
1971: An investigation of microplankton assemblages from the Albian of the Paris Basin; Verhandelingen der Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen, Afdeling Natuurkunde, Eerste Reeks, v. 26, p. 1-158.
1973: An investigation of microplankton assemblages from latest Albian (Vraconian) sediments; Revista Espanõla Micropaleontologia, v. 5, p. 173-212.
1974: Dinoflagellate cysts from the Aptian type sections at Gargas and La Bedoule, France; Palaeontology, v. 17, p. 623-653.

Davies, E. H.
1983: The dinoflagellate Oppel-zonation of the Jurassic-Lower Cretaceous sequences in the Sverdrup Basin, arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 359, p. 1-59.
1985: The miospore and dinoflagellate cyst Opel-Zonation of the Lias of Portugal; Palynology, v. 9, p. 105-132.
1986: The correlation and geohistory of the Hibernia Field; in Canadian Petroleum Geologists Convention, Program with Abstracts, Calgary, Alberta, p. 36.

Davies, E. H. and Norris, G.
1980: Latitudinal variations in encystment modes and species diversity in Jurassic dinoflagellates; in The Continental Crust and its Mineral Deposits, ed. D.W. Strangway; Geological Association of Canada, Special Paper 20, p. 361-373.

Davies, E. H., Akande, S. O., and Zentilli, M.
1984: Early Cretaceous deposits in the Gays River lead-zinc mine, Nova Scotia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 353-358.

Dawson, J. W.
1873: Report on the fossil plants of the Lower Carboniferous and Millstone Grit formations of Canada; Geological Survey of Canada, Separate Report 430, 47 p.

D'Iorio, M. A.
1986: Integration of foraminiferal and dinoflagellate data sets in quantitative stratigraphy of the Grand Banks and Labrador Shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, no. 2, p. 277-283.

Doerenkamp, A. S., Jardine, S., and Moreau, P.
1976: Cretaceous and Tertiary palynomorph assemblages from Banks Island and adjacent areas (N.W.T.); Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, p. 372-399.

Doeven, P. H.
1983: Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the northwestern Atlantic; Geological Survey of Canada, Bulletin 356, 69 p.

Doeven, P.H., Gradstein, F.M., Jackson, A., Agterberg, F.P., and Nel, L.D.
1982: A quantitative nannofossil range chart; Micropaleontology, v. 28, p. 85-92.

Duxbury, S.
1977: A palynostratigraphy of the Berriasian to Barremian of the Speeton Clay of Speeton, England; Palaeontographica, Abt B, v. 160, p. 17-67.
1983: A study of dinoflagellate cysts and acritarchs from the Lower Greensand (Aptian to Lower Albian) of the Isle of Wight, southern England; Palaeontographica, Abt B, v. 186, p. 18-80.

Edwards, L. E.
1984: Insights on why graphic correlation (Shaw's method) works; Journal of Geology, v. 92, p. 583-587.

Evitt, W. R.
1981: The difference it makes that dinoflagellates do it differently; International Commission on Palynology, Newsletter, v. 4, no. 1, p. 6-7.
1985: Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 333 p.

Exton, J. and Gradstein, F. M.
1984: Early Jurassic stratigraphy and micropaleontology of the Grand Banks and Portugal; in Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America; ed. G.E.G. Westermann; Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 13-30.

Firstbrook, P. L., Funnell, B. M., Hurley, A. M., and Smith, A. G.
1979: Paleoceanic reconstructions 160-0 Ma; National Science Foundation, 41 p.

Frakes, L.A.
1979: Climate Throughout Geological Time; Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 310 p.

Gradstein, F. M.
1975: Biostratigraphy (foraminifera) and depositional environment of Amoco IOE Eider M-75, Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Open File 334, 17 p.
1976: Biostratigraphy and biogeography of Jurassic Grand Banks Foraminifera; in First International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, ed., C.T. Schafer and B.R. Pelletier; Maritime Sediments, Special Publication no. 1, p. 557-583.
1978: Jurassic Grand Banks foraminifera; Journal of Foraminiferal Research, v. 8, no. 2, p. 97-109.
1985: Ranking and scaling in exploration micropaleontology; in Quantitative Stratigraphy, ed. F.M. Gradstein et al.; D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, p. 109-160.

Gradstein, F. M. and Agterberg, F. P.
1982: Models of Cenozoic foraminiferal stratigraphy — northwestern Atlantic Margin; in Quantitative Stratigraphic Correlation, ed., J. M. Cubitt and R. A. Reyment; John Wiley and Sons, Ltd., Chichester, p. 119-173.
1985: Quantitative correlation in exploration micropaleontology; in Quantitative Stratigraphy, ed., F.M. Gradstein et al.; D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, p. 309-357.

Gradstein, F. M. and Berggren, W. A.
1981: Flysch-type agglutinated Foraminifera and the Maastrichtian to Paleogene history of the Labrador and North seas; Marine Micropalaeontology, v. 6, p. 211-268.

Gradstein, F. M. and Srivastava, S. P.
1980: Aspects of Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Labrador Sea and Baffin Bay; Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, v. 38, p. 261-295.

Gradstein, F. M. and Williams, G. L.
1976: Biostratigraphy of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 349, 39 p.

Gradstein, F. M., Williams, G. L., Jenkins, W.A.M., and Ascoli, P.
1975: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Atlantic continental margin, eastern Canada; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed., C.J. Yorath, E.R. Parker and D. J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 103-131.

Gradstein, F. M., Jenkins, W.A.M., and Williams, G. L.
1976: Biostratigraphy and depositional history of Amoco Imp Skelly B-1 Egret K-36, Grand Banks, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Open File 396, 23 p.

Grant, A. C.
1980 : Problems with plate tectonics : the Labrador Sea; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 252-278.

Habib, D.
1975 : Neocomian dinoflagellate zonation in the western North Atlantic; Micropalaeontology, v. 21, p. 373-392.
1977 : Comparison of Lower and Middle Cretaceous palynostratigraphic zonations in the western North Atlantic; in Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands, ed. F. W. Swain; Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 341-367.
1978 : Palynostratigraphy of the Lower Cretaceous section at Deep Sea Drilling Project Site 391, Blake-Bahama Basin, and its correlation in the North Atlantic; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XLIV, ed., B.E. Tucholke et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 44, p. 887-897.

Hacquebard, P. A.
1972 : The Carboniferous of eastern Canada; Compte Rendu, Septième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Krefeld, p. 69-90.

Hansen, J. M.
1977 : Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark; Geological Society of Denmark Bulletin, v. 26, p. 1-26.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R.
1987 : Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic; Science, v. 235, p. 1156-1167.

Hardy, I. A.
1975 : Lithostratigraphy of the Banquereau Formation of the Scotian Shelf; in Offshore Geology of Eastern Canada, ed., W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 163-174.

Harland, R.
1983 : Distribution maps of Recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas; Palaeontology, v. 26, p. 321-387.

Hazel, J. E. and Paulson, O. L., Jr.
1964 : Some new ostracode species from the Austinian and Taybran (Coniacian and Campanian) rocks of the East Texas Embayment; Journal of Palaeontology, v. 38, p. 1047-1064.

Howe, H. V. and Laurencich, L.
1958 : Introduction to the study of Cretaceous Ostracoda; Louisiana State University Press, 536 p.

Ioannides, N. S.
1986 : Dinoflagellate cysts from some Upper Cretaceous-Lower Tertiary sections, Bylot and Devon islands, District of Franklin, arctic Canada; Geological Survey of Canada Bulletin 371, 99 p.

Jansa, L. F. and Mamet, B. L.
1984 : Offshore Visean of eastern Canada; paleogeographic and plate tectonic implications; in Ninth International Congress on Carboniferous Stratigraphy and Geology, Atlantic Coast Basins, ed., H.H.J. Geldsetzer; Southern Illinois University Press, Compte Rendu, v. 3, pt. 1, Carbondale, Illinois, p. 205-214.

Jansa, L. F. and Wade, J. A.
1975 : Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed., W.J.M. van der Linden and J.A. Wade;Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

Jansa, L. F., Bujak, J. P., and Williams, G. L.
1980a : Upper Triassic salt deposits of the western North Atlantic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 547-559.

Jansa, L. F., Gradstein, F. M., Harris, I. M., Jenkins, W.A.M., and Williams, G. L.
1976 : Stratigraphy of the Amoco-IOE Murre G-67 well, Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 75-30, 14 p.

Jansa, L. F., Gradstein, F. M., Williams, G. L., and Jenkins, W.A.M.
1977 : Geology of the Amoco Imp. Skelly A-1 Osprey H-84 well, Grand Banks, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 77-21, 17 p.

Jansa, L. F., Mamet, B. L., and Roux, A.
1978 : Visean limestones from the Newfoundland Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1422-1436.

Jansa, L. F., Remane, J., and Ascoli, P.
1980b : Calpionellid and foraminiferal-ostracod biostratigraphy at the Jurassic-Cretaceous boundary, offshore eastern Canada; Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, v. 86, n. 1, p. 67-126.

Jenkins, W.A.M.
1984 : Ordovician rocks in the Eastcan et al. Freydis B-87 and other wells in offshore Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 864-868.

Jenkins, W.A.M., Ascoli, P., Gradstein, F. M., Jansa, L. F. and Williams, G. L.
1974 : Stratigraphy of the Amoco IOE A-1 Puffin B-90 well, Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 74-61, 12 p.

Johnson, C. D. and Hills, L. V.
1973 : Microplankton zones of the Savik Formation (Jurassic), Axel Heiberg and Ellesmere Islands, District of Franklin; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 178-218.

King, L.H., Fader, G.B., Jenkins, W.A.M., and King, E.L.
1986 : Occurrence and regional geological setting of Paleozoic rocks on the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 504-526.

Legault, J. A.
1982 : First report of Ordovician (Caradoc-Ashgill) palynomorphs from Orphan Knoll, Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1851-1856.

Lentin, J. K. and Williams, G. L.
1980 : Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian peridiniaceans; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, no. 7, p. 1-47.

Lin, C. I.
1971 : Cretaceous deposits in the Musquodoboit River Valley, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1152-1154.

MacLean, B. and Williams, G. L.
1980 : Upper Cretaceous rocks in Baffin Bay; in Geological and Mineralogical Associations of Canada, Annual Meeting, Halifax, Program with Abstracts, p. 69.

Mamet, B.
1970 : Carbonate microfacies of the Windsor Group (Carboniferous), Nova Scotia and New Brunswick; Geological Survey of Canada, Paper 70-21, 121 p.

Manivit, H., Perch-Nielsen, K., Prins, B., and Verbeek, J.W.
1977 : Mid-Cretaceous calcareous nannofossil biostratigraphy; Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Series B, pt. 3, v. 80, p. 169-181.

Manum, S. and Cookson, I. C.
1964 : Cretaceous microplankton in a sample from Graham Island, arctic Canada, collected during the second 'Fram'-Expedition (1898-1902), with notes on microplankton from the Hassel Formation, Ellef Ringnes Island; Schrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo, I. Mat-Nuturv. Klasse, Ny Series 17, p. 1-35.

Martin, F.
1968 : Les Acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belges : détermination et valeur stratigraphique; Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Mémoire 160, 175 p.

McIntyre, D.J.
1975 : Morphologic changes in Deflandrea from a Campanian section, District of Mackenzie, N.W.T., Canada; Geoscience and Man, v. 11, p. 61-76.

McIver, N. L.
1972 : Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

McWhae, J.R.H., Elie, R., Laughton, K.C., and Gunther, P.R.
1980 : Stratigraphy and petroleum prospects of the Labrador Shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 460-488.

McWhae, J.R.H. and Michel, W.F.E.
1975 : Stratigraphy of Bjarni H-81 and Leif M-48, Labrador Shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 23, p. 361-382.

Miller, F. X.
1977 : The graphic correlation method in biostratigraphy; in Concepts and Methods of Stratigraphy, ed. E.G. Kauffman and J.E. Hazel; Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, p. 165-186.

Miller, K.G., Gradstein, F.M., and Berggren, W.A.
1982 : Late Cretaceous to early Tertiary agglutinated benthic foraminifera in the Labrador Sea; Micropalaeontology, v. 28, p. 1-30.

Moullade, M.
1984 : Interêt des petits Foraminifères benthiques « profonds » pour la biostratigraphie et l'analyse des paléoenvironnements océaniques mésozoïques; in Benthos '83, ed. H.J. Oertli; Second International Symposium on Benthic Foraminifera, France, p. 429-464.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature
1983 : North American Stratigraphic Code; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 841-875.

Oertli, H. J.
1957 : Ostracodes du Jurassique Supérieur du Bassin de Paris (sondage Vernon I); Revue de l'Institut français du pétrole, v. 12, p. 647-695.

1958 : Les Ostracodes de l'Aptien-Albien d'Apt; Revue de l'Institut français du pétrole, v. 13, p. 1499-1537.

1959 : Malm-Ostrakoden aus dem schweizemschen Juragebirge; Mémoires de la Société Helvétique des Sciences Naturelles, v. 83, p. 1-44.

1985 : Atlas des ostracodes de France (Paléozoique-Actuel); Bulletin Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, Mémoire 9, p. 1-396.

Ohm, U.

1967 : Zur Kenntnis der Gattungen Reinholdella, Garantella und Epistomina (Foraminifera); Palaeontographica, Abt. A, v. 127, p. 103-188.

Palmer, A.R.

1983 : The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale; Geology, v. 11, p. 503-508.

Poag, C.W.

1985 : Depositional history and stratigraphic reference section for central Baltimore Canyon Trough; in Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin, ed. C.W. Poag; Van Nostrand Reinhold Company, Inc., New York, p. 217-264.

Poag, C.W. and Schlee, J.S.

1984 : Depositional sequences and stratigraphic gaps on submerged United States Atlantic margin; in Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation, ed. J.S. Schlee; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 36, p. 165-182.

Pocock, S.A.J.

1972 : Palynology of the Jurassic sediments of western Canada, Part 2, Marine Species; Palaeontographica, Abt B, v. 137, p. 85-153.

1976 : A preliminary dinoflagellate zonation of the uppermost Jurassic and lower part of the Cretaceous Canadian Arctic, and possible correlation in the Western Canada Basin; Geoscience and Man, v. 15, p. 101-114.

Postuma, J.A.

1971 : Manual of Planktonic Foraminifera; Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 420 p.

Rawson, P.F. and Riley, L.A.

1982 : Latest Jurassic-Early Cretaceous events and the « Late Cimmerian Unconformity » in North Sea area; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 66, p. 2628-2648.

Remane, J.

1964 : Untersuchingen zur systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschichten des Vocontischen Troges; Palaeontographica, Abt A, v. 123, p. 1-57.

1978 : Calpionellids; in Introduction to Marine Micropaleontology, ed. B.U. Haq and A. Boersma; Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 161-170.

Riding, J.B.

1984 : Dinoflagellate cyst range-top biostratigraphy of the uppermost Triassic to lowermost Cretaceous of northwest Europe; Palynology, v. 8, p. 195-210.

Riley, L.A.

1977 : Stage nomenclature at the Jurassic-Cretaceous boundary, North Sea Basin; Norsk Petroleums Forening, Mesozoic Northern North Sea Symposium Proceedings, v. 4, p. 1-11.

Riley, L.A. and Fenton, J.P.G.

1982 : A dinocyst zonation for the Callovian to Middle Oxfordian succession (Jurassic) of northwest Europe; Palynology, v. 6, p. 193-202.

Robaszynski, F. and Amédro, F. coordinators, and Foucher, J.C., Gaspard, D., Magniez-Jannin, F., Manivit, H., and Sornay, J.

1980 : Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes; Revue de Micropaléontologie, v. 22, no. 4, p. 195-321.

Rolle, F.

1985 : Late Cretaceous-Tertiary sediments offshore central West Greenland : lithostratigraphy, sedimentary evolution, and petroleum potential; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1001-1019.

Sarjeant, W.A.S.

1979 : Middle and Upper Jurassic dinoflagellate cysts : The world excluding North America; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series no. 5B, p. 133-157.

Schlee, J.S., Poag, C.W., and Hinz, K.

1985 : Seismic stratigraphy of the continental slope and rise seaward of Georges Bank; in Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin, ed. C.W. Poag; Van Nostrand Reinhold Company, Inc., New York, p. 265-292.

Shaw, A.B.

1964 : Time in Stratigraphy; McGraw Hill Publishing Company, New York, 365 p.

Simon, W. and Bartenstein, H. (ed.)

1962 : Leitfossilien der Mikropalaeontologie; Gebrüder Borntraeger, Berlin, v. 1-2, 432 p.

Sissingh, W.

1977 : Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton; Geologie en Mijnbouw, v. 56, p. 37-65.

Smith, A.G. and Briden, J. C.

1977 : Mesozoic and Cenozoic Paleocontinental Maps; Cambridge University Press, Cambridge, 63 p.

Srivastava, S.K.

1976 : The fossil pollen genus Classopollis; Lethaia, v. 9, p. 437-457.

Srivastava, S.P.

1978 : Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic; Royal Astronomical Society, Geophysical Journal, v. 52, p. 313-357.

1986 : Geophysical maps and geological sections of the Labrador Sea; Geological Survey of Canada, Paper 85-16, 11 p.

Stainforth, R.M., Lamb, J.L., Luterbacher, M. Beard, J.H., and Jeffords, R.M.

1975 : Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms; University of Kansas Paleontological Contributions, Art 62, 425 p.

Stam, B.

1986 : Quantitative analysis of Middle and Late Jurassic Foraminifers from Portugal and its implications for the Grand Banks of Newfoundland; Utrecht Micropaleontological Bulletin, no. 34, 167 p.

Stevenson, I.M.

1959 : Shubenacadie and Kennetcook map-areas, Colchester, Hants and Halifax Counties, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 302, 88 p.

Stevenson, I.M. and McGregor, D.C.

1963 : Cretaceous sediments in central Nova Scotia, Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 355-356.

Sylvester-Bradley, P.C.

1971 : Dynamic factors in animal palaeogeography; in Faunal Provinces in Space and Time, ed. F.A. Middlemiss, P.F. Rawson, and G . Newall; Geological Journal Special Issue no. 4, p. 1-18.

Thomas, F.C. and Gradstein, F.M.

1981 : Tertiary subsurface correlations using pyritized diatoms, offshore eastern Canada; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 81-1B, p. 17-23.

Troncoso, A.

1977 : Étude palynologique de la limite Crétacé-Tertiaire dans la région de Magellan, Chili austral; PhD thesis, L'Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 153 p.

Umpleby, D.C.

1979 : Geology of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 79-13, 34 p.

Upshaw, C.F., Armstrong, W.E., Creath, W.B., Kidson, E.J., and Sanderson, G.A.

1974 : Biostratigraphic framework of Grand Banks; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 1124-1132.

Utting, J.

1980 : Palynology of the Windsor Group (Mississippian) in a borehole at Stewiacke, Shubenacadie Basin, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1031-1045.

1987 : Palynology of the Lower Carboniferous Windsor Group and Windsor-Canso boundary beds of Nova Scotia and their equivalence in Quebec, New Brunswick and Newfoundland; Geological Survey of Canada Bulletin 374, 93 p.

Vail, P.R. and Mitchum, R.M., Jr.

1979 : Global cycles of relative changes of sea level from seismic stratigraphy; in Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, ed., J.S. Watkins, L. Montadert and P.W. Dickerson; American Association of Petreolum Geologists, Memoir 29, p. 469-472.

Vail, P.R., Hardenbol, J., and Todd, R.G.

1984 : Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy; in Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation, ed. J.S. Schlee; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 36, p. 129-144.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., and Thompson, S. III

1977 : Global cycles of relative changes of sea level; in Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration, ed. C.E. Payton; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 83-97.

Valentine, J.W.
1968 : Climatic regulation of species diversification and extinction; Geological Society of America Bulletin, v. 79, p. 273-275.
van Helden, B.G.T.
1986 : Dinoflagellate cysts at the Jurassic-Cretaceous boundary, offshore east Newfoundland, eastern Canada; Palynology, v. 10, p. 181-200.
Van Hinte, J.E.
1976 : A Jurassic time scale; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 489-497.
Wall, D., Dale, B., Lohmann, G.P. and Smith, W.K.
1977 : The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic oceans and adjacent seas; Marine Micropaleontology, v. 2, p. 121-200.
Walton, H.S. and Berti, A.A.
1976 : Upper Triassic and Lower Jurassic palynology of the Grand Banks area, eastern Canada; Joint Meeting of the American Association of Stratigraphic Palynologists and Commission Internationale de Microflore du Paléozoïque, Abstracts, p. 27-28.
Warren, J.S.
1967 : Dinoflagellates and acritarchs from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous rocks on the west side of the Sacramento Valley, California; PhD thesis, University of Stanford, California, 409 p.
Williams, G.L.
1975 : Dinoflagellate and spore stratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, offshore eastern Canada; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 107-161.
Williams, G.L. and Brideaux, W.W.
1975 : Palynologic analyses of Upper Mesozoic and Cenozoic rocks of the Grand Banks, Atlantic continental margin; Geological Survey of Canada, Bulletin 236, 162 p.
Williams, G.L. and Bujak, J.P.
1977a : Cenozoic palynostratigraphy of offshore eastern Canada; in Contributions of Stratigraphic Palynology (with emphasis on North America), Volume 1, Cenozoic Palynology, ed. W.C. Elsik; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, no. 5A, p. 14-47.
1977b : Distribution patterns of some North Atlantic Cenozoic dinoflagellate cysts; Marine Micropaleontology, v. 2, p. 223-233.
1985 : Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates; in Plankton Stratigraphy, ed. H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen; Cambridge University Press, Cambridge, p.847-964.
Williams, G.L. and Davies, E.H.
1982 : Cretaceous dinoflagellates and provincialism; Journal of Paleontology, v. 56, Part 2/3, suppl. 2, p. 30.
Williams, G.L., Fyffe, L.R., Wardle, R.J., Colman-Sadd, S.P., and Boehner, R.C. (eds.)
1985 : Lexicon of Canadian Stratigraphy : Volume VI : Atlantic Canada; Canadian Society of Petroleum Geologists, 572 p.
Williams, G.L., Jansa, L.F., Clark, D.F., and Ascoli, P.
1974 : Stratigraphy of the Shell Naskapi N-30 well, Scotian Shelf, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 74-50, 12 p.
Williams, V.E.
1986 : Palynological study of the continental shelf sediments of the Labrador Sea; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, 214 p.
Williamson, M.A.
1987 : A quantitative foraminiferal biozonation of the Late Jurassic and Early Cretaceous of the East Newfoundland Basin; Micropaleontology, v. 33, no. 1, p. 37-65.
Wilson, G.J.
1971 : Observations on European Late Cretaceous dinoflagellate cysts; in Proceedings of the Second Planktonic Conference, ed. A. Farinacci; Roma 1970, Edizioni Tecnoscienza, v. 2, p. 1259-1275.
Woollam, R. and Riding, J.B.
1983 : Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic; Institute of Geological Sciences, Report no. 83/2, 42 p.
Yun, H-S.
1981 : Dinoflagellaten aus der Oberkreide (Santon) von Westfalen; Palaeontographica, Abt B, v. 177, p. 1-89.

Adresse des auteurs

G.L. Williams
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

P. Ascoli
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

M.S. Barss
6095 Coburg Road, Apt. 506
Halifax, Nova Scotia
B3H 4K1

J.P. Bujak
Bujak Davies Group
4-4640 Manhatten Road S.E.
Calgary, Alberta
T2G 4B5

E.H. Davies
Bujak Davies Group
4-4640 Manhatten Road S.E.
Calgary, Alberta
T2G 4B5

R.A. Fensome
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

M.A. Williamson
Shell Canada Limited
P.O. Box 100, Station « M »
Calgary, Alberta
T2P 2H5

Imprimé au Canada

GÉOLOGIE RÉGIONALE

LA GÉOLOGIE RÉGIONALE AU LARGE DES CÔTES
Des carottes de roche sont prélevées avec le carottier de l'Institut océanographique Bedford. Photo publiée avec l'autorisation des services photographiques de l'Institut océanographique Bedford.

Chapitre 4

GÉOLOGIE DU PALÉOZOÏQUE

Introduction

Distribution des roches paléozoïques

Stratigraphie
- Faciès de plate-forme du Paléozoïque inférieur
- Faciès clastiques du Paléozoïque inférieur
- Strates du Paléozoïque supérieur

Géologie structurale
- Structures du Paléozoïque précoce
- Structures du Paléozoïque tardif

Tectonique

Remerciements

Références

Chapitre 4

GÉOLOGIE DU PALÉOZOÏQUE

J.S. Bell et R.D. Howie

INTRODUCTION

Les roches du Paléozoïque occupent de vastes étendues du fond marin sous les séquences mésozoïques et cénozoïques des marges continentales de l'Est du Canada (fig. 4-1). Les puits extracôtiers ont traversé une séquence de plate-forme carbonatée-clastique non métamorphisée et des séquences clastiques et volcaniques métamorphisées qui, localement, contiennent des intrusions de granitoïdes du Paléozoïque. Ces séquences sont localement recouvertes de roches clastiques, de roches carbonatées et d'évaporites du Paléozoïque supérieur.

Le sous-sol du golfe du Saint-Laurent contient des séquences de plate-forme du Paléozoïque inférieur et des roches du Paléozoïque supérieur. Le sous-sol du secteur sud de la plate-forme du Labrador, du détroit de Davis, du sud-est de l'île de Baffin et peut-être de la marge ouest de la baie de Baffin est également occupé par la séquence de plate-forme du Paléozoïque inférieur. Des métasédiments déformés du Paléozoïque inférieur sont également présents sur les Grands Bancs et sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve où ils sont localement recouverts par des unités du Paléozoïque supérieur. Des métasédiments du Paléozoïque inférieur, traversés par des intrusions de granites dévoniens, constituent le socle du banc de Georges, de la plate-forme Néo-Écossaise, et peut-être de l'extrémité sud des Grands Bancs.

On a largement obtenu l'information compilée dans le présent ouvrage à partir de l'étude d'échantillons prélevés par benne, de carottes de sondage prélevées à faible profondeur, d'enregistrements sismiques monocanaux, d'échantillons et de diagraphies de puits d'exploration, ainsi que de l'interprétation préliminaire de profils de sismique-réflexion multicanal. L'information provenant des puits est décrite en détail dans le présent chapitre, la compilation ayant été jusqu'à maintenant très incomplète. L'emplacement des puits est précisé à la figure 1 (en pochette). La base de données structurales a été interprétée de façon à ce que les orientations régionales hypothétiques concordent avec les données des champs de potentiel et la géologie des régions émergées. Dans les puits, toutes les profondeurs citées sont les profondeurs au-dessous du carré d'entraînement (Kelly Bushing) ou de la table de rotation, de façon à pouvoir être facilement identifiées sur les diagraphies de forage.

Bell, J.S. et Howie, R.D.
1990 : Géologie du Paléozoïque; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 4, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

DISTRIBUTION DES ROCHES PALÉOZOÏQUES

Dans les régions littorales, la cartographie à l'aide de levés de sismique-réflexion et de sonar à balayage latéral, complétée par l'examen d'échantillons prélevés par benne et de courtes carottes de sondage, a indiqué que les métasédiments plissés du Groupe de Meguma du Paléozoïque inférieur sont présents sur la plate-forme Néo-Écossaise (King et Maclean, 1976). Le report sur carte des affleurements du fond marin et de la disposition des strates du Groupe de Meguma (fig. 4-7) permet d'identifier plusieurs anticlinaux et synclinaux. Les plissements acadiens de direction générale nord-est, qui ont affecté le Groupe de Meguma à terre, se poursuivent vers le large en direction sud au moins jusqu'à la bordure du biseau d'aggradation des sédiments mésozoïques. Ces plis donnent lieu à des anomalies magnétiques linéaires qui peuvent être suivies au large et qui dévient vers le sud sur une partie du banc de Georges. Les intrusions granitiques dévoniennes, qui sont très nombreuses à terre, affleurent aussi sur le fond marin où il est possible de les identifier à partir des données magnétiques et gravimétriques. Les données fournies par les puits d'exploration suggèrent que les métasédiments du Groupe de Meguma, traversé par des granites intrusifs du Dévonien (Acadien), se poursuivent au-dessous des séquences mésozoïques plus récentes de la plate-forme Néo-Écossaise (Jansa et Wade, 1975). Ce groupe se prolonge peut-être vers l'est à travers la partie sud des Grands Bancs (Haworth et Lefort, 1979).

Au sud du graben Orpheus (fig. 4-1), le groupe de Meguma semble constituer le socle. Au nord du graben, et peut-être même à l'intérieur de celui-ci, les sédiments du Paléozoïque supérieur sont étendus.

Les roches paléozoïques occupent presque entièrement le sous-sol du golfe du Saint-Laurent. La plate-forme du Saint-Laurent traverse la partie nord du golfe. Elle s'incline vers le sud en formant le bassin d'Anticosti qui est rempli par plus de 7 000 m de strates du Paléozoïque inférieur. Le flanc nord du bassin contient une séquence carbonatée-clastique de plate-forme du Cambrien, qui affleure sur l'île d'Anticosti, dans les régions continentales du Québec et au sud-est du Labrador. Le flanc sud du bassin d'Anticosti affleure dans la partie ouest de Terre-Neuve où il contient des roches clastiques, carbonatées et volcaniques ainsi que des blocs allochtones et des klippes du Cambrien précoce au Silurien (Williams, 1979). Il est bien possible que les roches du Paléozoïque inférieur se prolongent au-dessous de la partie sud du golfe du St-Laurent et soient sous-jacentes à l'épaisse succession du Paléozoïque supérieur du bassin de la Madeleine.

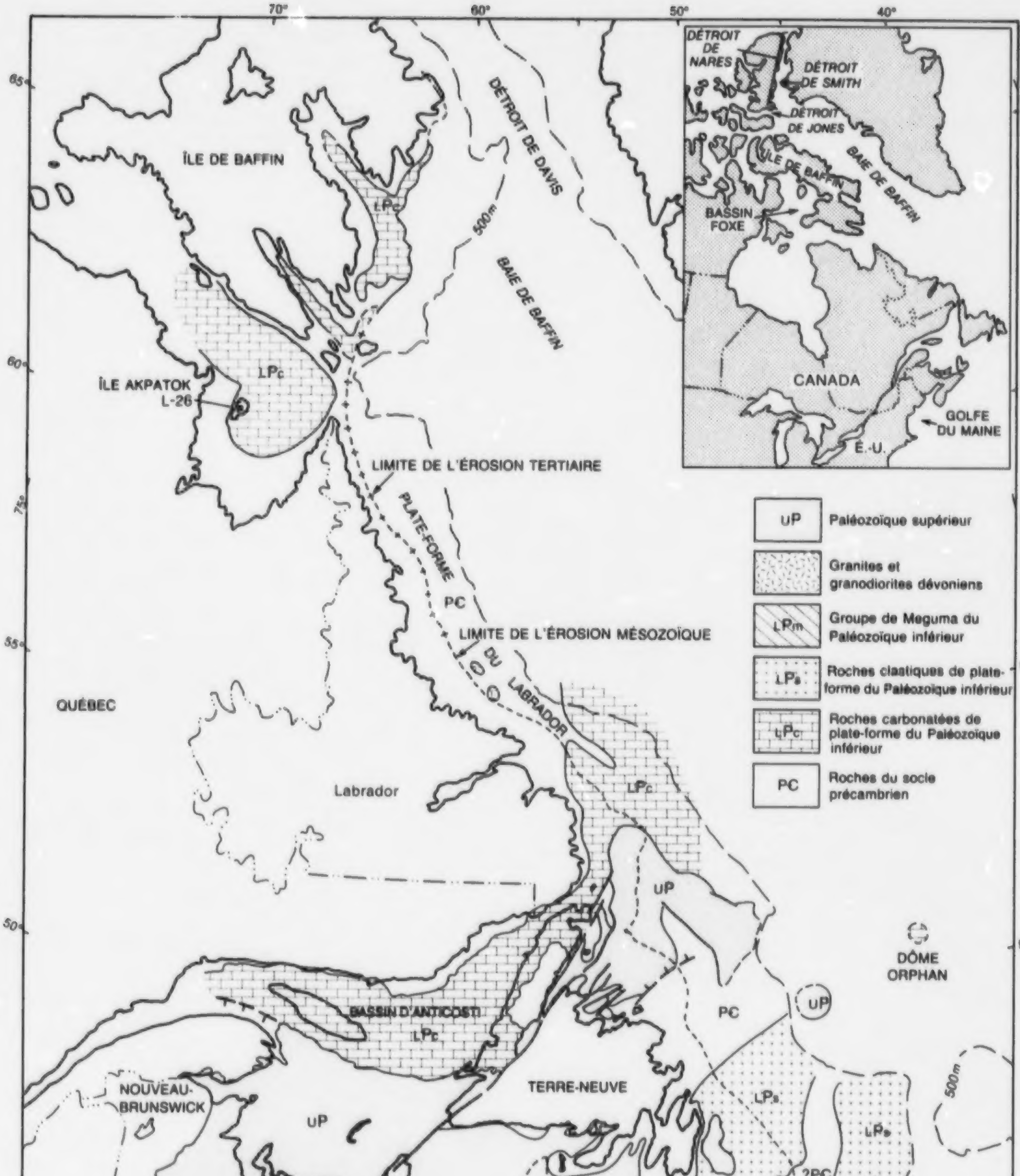


Figure 4-1. Distribution des roches paléozoïques sur la marge continentale de l'Est du Canada.

Le bassin de la Madeleine contient des sédiments non marins du Dévonien moyen ou supérieur-Permien, comprenant des conglomérats, grès, siltstones, shales, roches carbonatées marines, roches volcaniques et évaporites qui probablement englobent les groupes de Horton, Windsor, Canso, Riversdale et Pictou. Des roches du Dévonien-Carbonifère sont présentes directement à l'est du Cap-Breton sur la plate-forme Néo-Écossaise ainsi que dans la subsurface du sud des Grands Bancs, mais il est difficile de dire si elles sont physiquement continues entre les deux régions. Le Groupe de Pictou du Pennsylvanien affleure sur le fond marin à l'est du Cap-Breton (Hacquebard, 1983), dans la baie Placentia à Terre-Neuve (King et al., 1986; Barss, rapport interne, Internal Eastern Petroleum Geology Paleontology Report EPGS-PAL.36-79MSB, 1979), et dans le puits Hermine E-94 situé dans l'ouest des Grands Bancs (voir fig. 4-12). Il est tout à fait possible que le Groupe de Pictou soit présent de façon continue entre ces deux régions (Avery et Bell, 1985) (fig. 4-1).

Dans le sud des Grands Bancs, huit puits d'exploration ont rencontrés des roches sédimentaires du Paléozoïque (Avery et Bell, 1985). Des roches clastiques du Paléozoïque inférieur existent à l'emplacement des puits Phalarope P-62, Razorbill F-54 et peut-être Murre G-67. Cinq puits et plusieurs sondages ont rencontré des dépôts continentaux du Paléozoïque supérieur. Il semble que la configuration des sous-affleurements du Paléozoïque supérieur définisse un synclinorium ou un bassin structural de direction est (fig. 4-1), qui repose en discordance sur des roches du Paléozoïque inférieur (Avery et Bell, 1985).

À l'est de la péninsule d'Avalon, des carottes prélevées dans une séquence clastique légèrement plissée datent du Paléozoïque précoce (King et al., 1986). À cet endroit, il semble que des couches rouges, peut-être dévoniennes (King et al., 1986), reposent en discordance sur les sédiments plus anciens (Durling et al., 1987).

Des roches du Paléozoïque supérieur affleurent sur le fond marin de la région de la baie Notre-Dame, dans la partie nord-est de Terre-Neuve (Haworth et al., 1976a, b), et contiennent des diapirs de sel dans une séquence qui s'étend au nord-est, au-dessous des roches mésozoïques chevauchantes. Les roches clastiques continentales du Pennsylvanien ont été traversées par les puits Verrazano L-77 et Hare Bay E-21. Selon les données sismiques, magnétiques et gravimétriques, elles recouvrent un intervalle de sel déformé par des diapirs.

Dans la partie sud de la plate-forme du Labrador, des roches mésozoïques recouvrent des roches carbonatées du Paléozoïque inférieur. Des calcaires rencontrés dans les puits Freydis B-87, Indian Harbour M-52, Hopedale E-33 et Roberval K-92 ont été datés de l'Ordovicien. Ces roches carbonatées s'étendent du détroit de Belle-Isle vers le nord aussi loin qu'au puits Gudrid H-55 et, d'après ce que révèlent les profils de sismique-réflexion, forment probablement une couverture semi-continue. Un lambeau d'érosion est présent, au nord, à proximité du puits Hopedale E-33. L'existence d'autres sédiments paléozoïques n'est pas connue sur la plate-forme du Labrador entre 56°N et 60°N, même si Tucholke et Fry (1985) et Grant et McAlpine (chapitre 6) ont suggéré que des roches paléozoïques puissent y être présentes. Cependant, dans la partie septentrionale de la plate-forme du Labrador, tous les puits qui se prolongent sous les unités mésozoïques se terminent dans des granites ou des gneiss précambriens et rien n'indique clairement sur les profils de sismique-réflexion la présence de sous-affleurements paléozoïques (H.R. Balkwill,

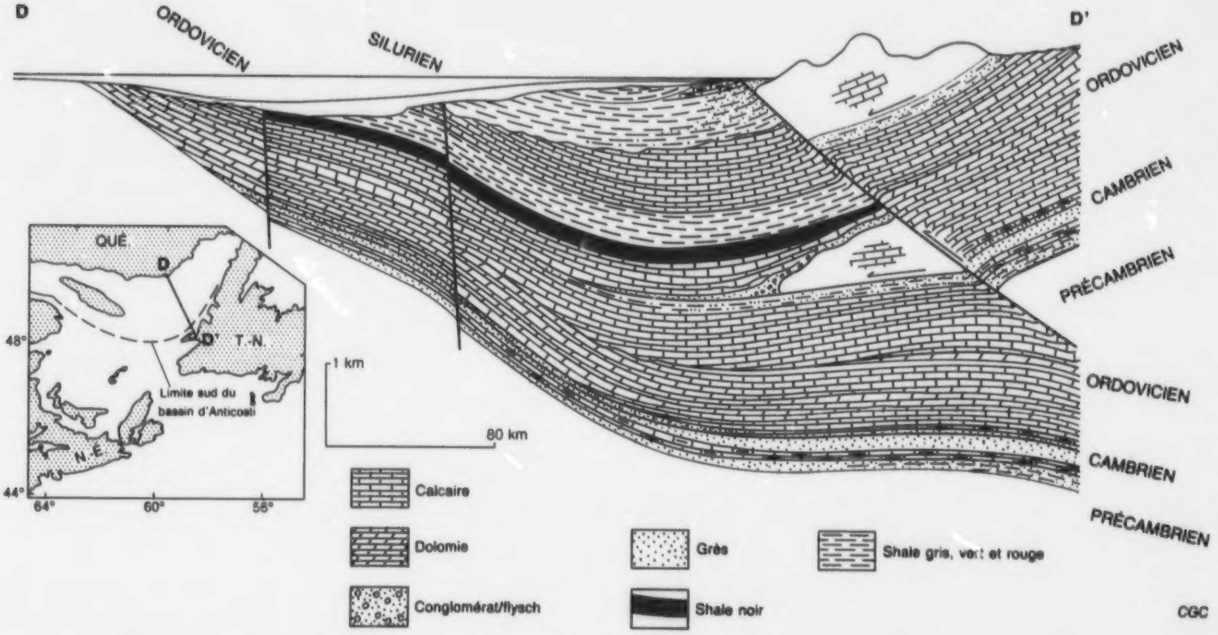


Figure 4-2. Coupe structurale du bassin d'Anticosti. Les limites des systèmes sont indiquées en rouge.

communication personnelle, 1984). Des calcaires ordoviciens, qui affleurent sur de grandes étendues du bassin Foxe et dans des parties du versant ouest adjacent de l'île de Baffin, occupent peut-être le sous-sol du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava, et pourraient aussi exister plus au nord dans le sud-est de la plate-forme de Baffin, entre la baie Frobisher et la baie Cumberland, lieux où ces calcaires ont été échantillonnés dans des sondages peu profonds, par carottage, en plusieurs localités (MacLean et al., 1977; MacLean, 1978; MacLean et Williams, 1983; B. MacLean, communication personnelle, 1987). D'après les données de sismique-réflexion, les données magnétiques et gravimétriques et les observations réalisées à bord d'un submersible (MacLean et al., 1982), ces strates affleurent sans doute aussi sur le fond marin de la baie Frobisher et de la périphérie de la baie Cumberland, et se prolongent vraisemblablement vers le nord le long de la plate-forme en direction du cap Dyer (MacLean et al., 1982). Il est difficile de dire à quelle distance au large ces roches carbonatées ordoviciennes s'étendent au-dessous du biseau d'aggradation mésozoïque, puisqu'aucun des trois puits forés (sur la plate-forme sud-est de Baffin) dans le détroit de Davis n'a traversé de lits plus anciens que le Crétacé.

Dans la baie de Baffin, les roches carbonatées du Paléozoïque inférieur peuvent localement occuper la plate-forme comprise entre le cap Dyer et l'île Bylot, près de l'extrémité nord-ouest de l'île de Baffin (B. MacLean, communication personnelle, 1986). Les profils de sismique-réflexion et de sismique-réfraction suggèrent l'existence d'une séquence sédimentaire pré-mésozoïque caractérisée par une vitesse acoustique élevée (MacLean et al., 1984) mais il n'en existe pas de preuves directes. MacLean et al. (1984) estiment que les données de sismique-réflexion et les données magnétométriques pourraient indiquer la présence d'un socle du Paléozoïque inférieur dans le détroit de Jones à environ 250 km au nord-nord-ouest de l'île Bylot, mais ceci n'a pas été confirmé.

STRATIGRAPHIE

Faciès de plate-forme du Paléozoïque inférieur

Au Canada, la bordure nord de la région des Maritimes contient dans son sous-sol des roches carbonatées et des roches clastiques non métamorphisées du Paléozoïque inférieur, qui constituent la plate-forme du Saint-Laurent le long de la marge nord du golfe du Saint-Laurent. Entre la péninsule de la Gaspésie et le nord-ouest de Terre-Neuve, la succession s'épaissit vers le sud à l'intérieur d'un bassin d'avant-pays, le bassin d'Anticosti. Les mêmes roches affleurent le long du littoral sud du Québec et du sud-est du Labrador, sur l'île d'Anticosti et dans la partie nord-ouest de Terre-Neuve. Des carottes ont aussi été obtenues de sondages extracôtiers peu profonds à l'ouest de Terre-Neuve (Haworth et al., 1976b). Ces coupes et affleurements, complétés par des données de puits et des données de sismique-réflexion, ont fourni aux auteurs l'information nécessaire à la réalisation de la coupe structurale présentée à la figure 4-2. Cette coupe illustre la structure du bassin d'Anticosti dans la région où l'on possède le meilleur contrôle, et démontre qu'il constitue un bassin typique d'avant-pays qui a sans doute réagi par subsidence à la surcharge crustale créée par les charriages (Quinlan et Beaumont, 1984).

La figure 4-3 illustre la succession stratigraphique du bassin d'Anticosti. Dans sa partie ouest, autour de l'île d'Anticosti, des roches carbonatées de plate-forme dominent la succession de l'Ordovicien-Silurien, alors que sa partie est contient des roches plus anciennes; la base de la succession post-grenvillienne est composée de roches clastiques et volcaniques du Précambrien sommital. Elles sont recouvertes par des roches carbonatées du Cambrien et de l'Ordovicien, auxquelles succèdent des roches clastiques de l'Ordovicien et du Silurien (fig. 4-4). B.V. Sanford (communication personnelle, 1985) a défini, dans le bassin d'Anticosti, six séquences, ou cycles, limités par des discordances (fig. 4-3). Ces cycles sont identifiables le long de la plate-forme du Saint-Laurent, de l'État du Michigan (États-Unis) jusqu'à Terre-Neuve. Ils ont été délimités d'après les riches associations de macrofossiles à coquilles et d'après les conodontes stratigraphiques (B.V. Sanford, communication personnelle, 1985). Les roches carbonatées de la plate-forme du Saint-Laurent s'étendent vers l'est à travers le détroit de Belle-Isle jusqu'à la partie sud de la plate-forme du Labrador, où elles ont été identifiées dans six puits (fig. 4-5). Leur étendue actuelle est limitée (fig. 4-1), et seules des roches ordoviciennes ont été identifiées. Le puits Freydis B-87 a abouti dans 75 m de calcaire ordovicien appelé de façon informelle « calcaire de Freydis ». Ce calcaire est recouvert de 333 m de siltstones, calcaires, grès et shales de l'Ordovicien, désignés, de façon informelle, « grès de Freydis » (Eastcan Exploration Ltd., 1976a).

Le calcaire de Freydis se compose d'un calcaire micritique de couleur gris clair à brun sombre, contenant de minces intervalles de shales. La carotte n° 2 (2 307,2 – 2 313,3 m) a fourni des échantillons de calcaire micritique brun sombre, accompagné de pyrite et de fragments de céphalopodes. Le litage est défini par des lamines argileuses finement ondulées. Des déblais de forage contenaient des fragments de pélécypodes et d'échinoïdes.

Le grès de Freydis peut être subdivisé en une unité inférieure à siltstone (2 167,3 – 2 238,6 m), une unité calcaire intermédiaire (2 103,0 – 2 167,3 m) et une unité supérieure à siltstone (1 906,1 – 2 003,0 m). L'unité inférieure à siltstone se compose largement de siltstone calcaire rouge contenant de minces lits de grès fin et de shale. L'unité calcaire intermédiaire contient des calcaires argileux de couleur brun clair, interstratifiés avec des siltstones calcaires contenant des fragments de pélécypodes. L'unité supérieure à siltstone se compose de siltstone calcaire gris verdâtre, de grès fin et de shale. La carotte n° 1 (1 934,8 – 1 941,2 m) contient des grès calcaires avec des interstratifications de shale; les grès sont de couleur gris clair, fins et micacés. La carotte a permis de récupérer d'abondants fragments de pélécypodes, ainsi que des plaques d'échinoïdes, des coraux solitaires et des matériaux qui pourraient être des fragments d'algues. Des fragments de coquilles de brachiopodes ont été identifiés dans des déblais de forage.

Le rapport faisant état de l'avancement du forage du puits Freydis B-87 (Eastcan Exploration Ltd., 1976a) présente un sommaire de trois études biostratigraphiques. La Compagnie Française du Pétrole a daté l'intervalle compris entre 1 937,2 et 1 940,9 m de l'Ordovicien tardif. La compagnie Robertson Research (North America) Ltd. a suggéré que l'intervalle compris entre 1 914,1 et 1 981,1 m

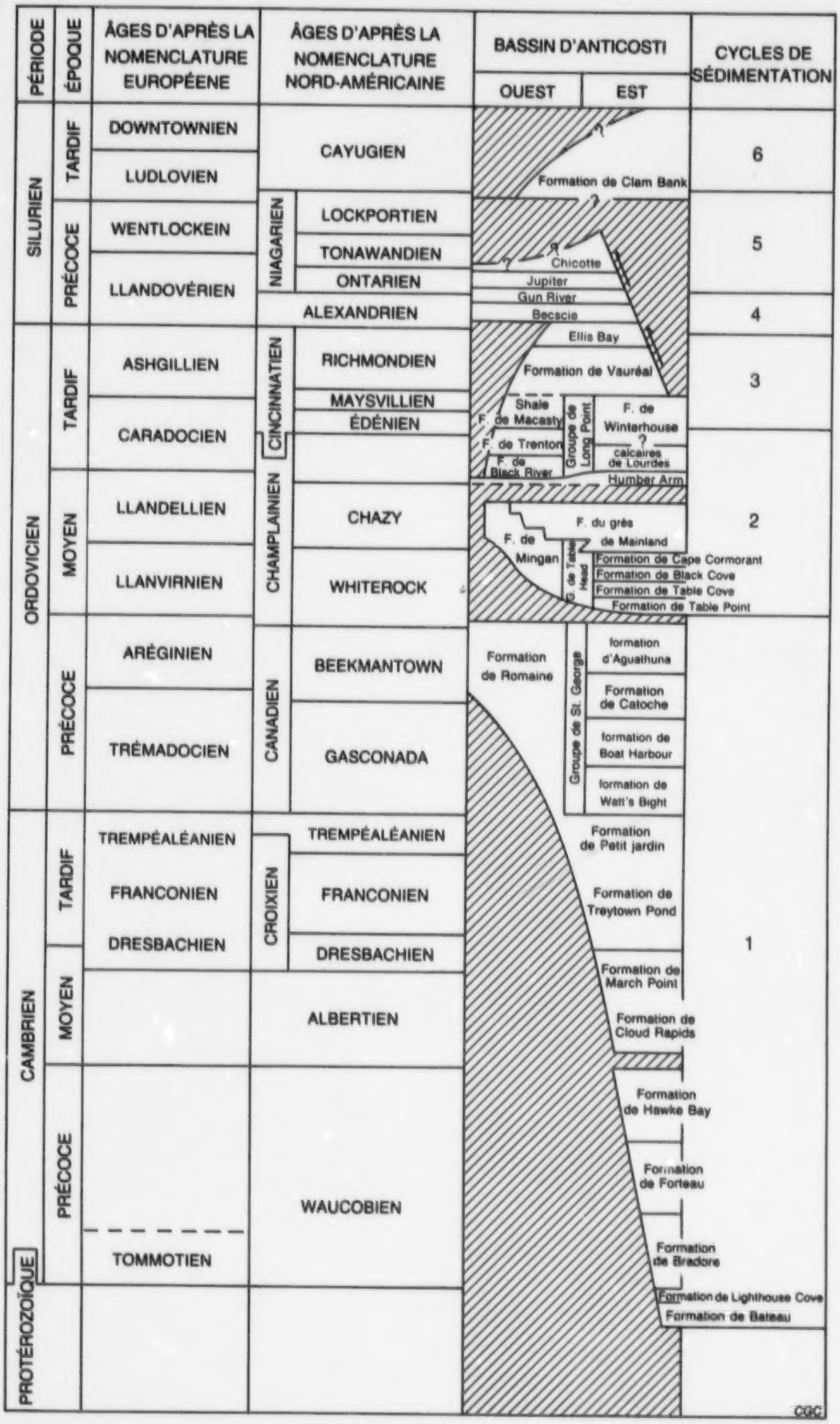


Figure 4-3. Séquences du Paléozoïque inférieur limitées par des discordances, et mégacycles du bassin d'Anticosti. Les cycles de sédimentation sont tels que définis par B.V. Sanford (communication personnelle, 1985).

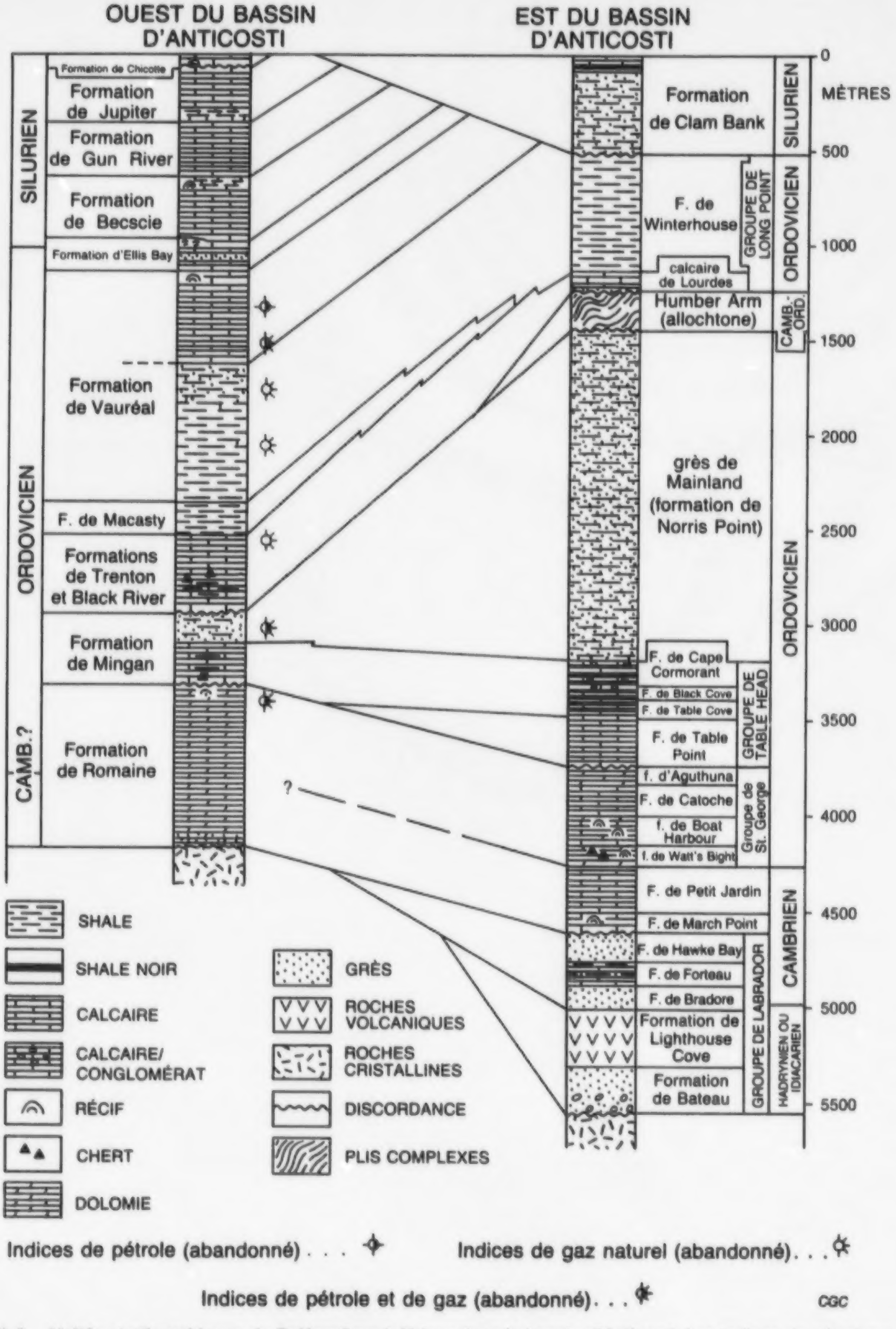


Figure 4-4. Unités stratigraphiques du Paléozoïque inférieur dans le bassin d'Anticosti. Les indices de pétrole et de gaz proviennent de données de puits.

datait de l'Ordovicien tardif (Édénien-Richmondien), et que l'intervalle compris entre 1 981,1 et 2 313,3 m datait de l'Ordovicien moyen (Trentonien). L'INRS Pétrole a attribué les âges suivants : 2 246,4 m — Ordovicien moyen à Caradocien précoce, équivalent de la Formation de Mingan et du Groupe de Trenton; 2 209,7 m — Ordovicien tardif, équivalent de la Formation de Bécancour au Québec; 1 940,0 m — Ordovicien tardif, équivalent de la Formation de Vauréal dans l'île d'Anticosti. Jenkins (1984), utilisant les répartitions stratigraphiques connues de sept espèces d'acritarches et de chitinozoaires, a daté le grès de Freydis situé au-dessus de 2164 m, entre le Caradocien et l'Ashgillien tardif (Ordovicien tardif). Jenkins (1984) n'a pu dater avec précision la partie inférieure de la succession (calcaire de Freydis et partie basale du grès de Freydis), mais a indiqué que de toute évidence, elle était ordovicienne.

Dans le puits Indian Harbour M-52, une séquence carbonatée du Paléozoïque inférieur a été recoupée sous la séquence mésozoïque (BP Canada, 1978). Elle peut être subdivisée en une unité dolomitique inférieure (3 700,1 — 3 957,9 m) dans laquelle se termine le puits, une unité calcaire intermédiaire (3 528,2 — 3 700,1 m) et une unité cherteuse supérieure (3 484,3 — 3 528,2 m). L'unité cherteuse supérieure se compose d'un chert dur, gris sombre, ou d'un quartzite à grain fin. Les déblais de forage présentent une fracture conchoïdale, mais aussi une texture saccharoïde, ce qui semble indiquer qu'à l'origine la roche était un grès à grain fin ou un siltstone. L'unité calcaire intermédiaire se compose de lits calcaires aphanitiques à microcristallins, de couleur gris clair à chamois, localement dolomitiques, et contiennent des intercalations de shales calcaires et de calcaires coquilliers, ainsi que de minces lits d'origine volcanique qui sont peut-être des tufs. Dans les déblais de forage, ont été identifiés des pélécypodes, des brachiopodes, des ostracodes, des crinoïdes, des bryozoaires et des fragments d'algues. L'unité dolomitique inférieure est constituée principalement d'une dolomie microcristalline dure, de couleur grise à brune, contenant des intervalles calcaires aphanitiques semblables à ceux de l'unité sus-jacente. Des carottages latéraux ont permis de prélever des échantillons de minces lits d'origine volcanique et de lits qui pourraient être des tufs. Les carottes provenant des lits à la base du puits (3 951,8 — 3 957,9 m) sont composées d'un calcaire dolomitique de couleur grise, aphanitique, moucheté et bioturbé, contenant des foraminifères, des algues, des calcisphères, des ostracodes, des brachiopodes et des trilobites, et un mince lit de dolomie noduleuse microcristalline. Les conodontes provenant de la carotte à la base du puits (3 954 — 3 957 m) ont été datés de l'Arénigien-Llanvirnien précoce (Jenkins, 1984).

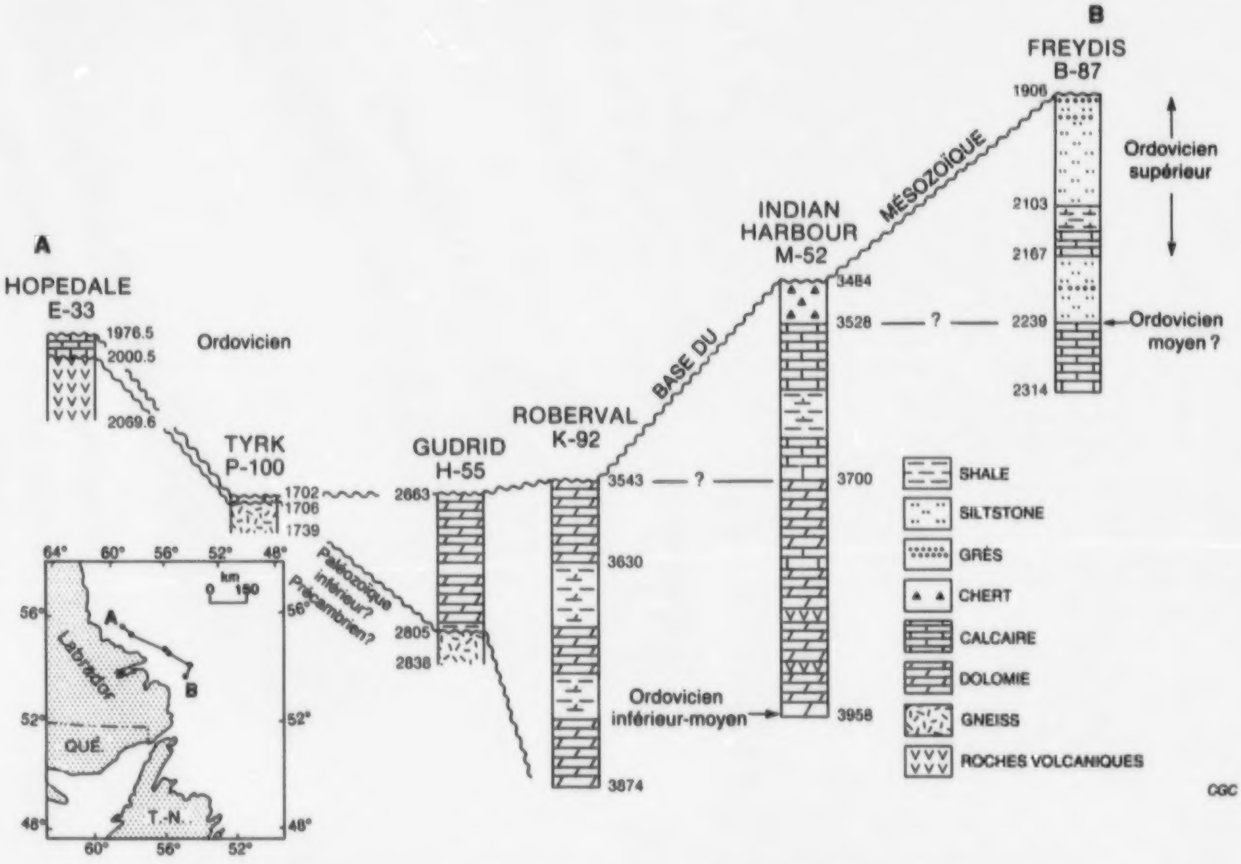


Figure 4-5. Unités carbonatées de l'Ordovicien, et leurs corrélations possibles dans les puits de la plate-forme du Labrador. Les profondeurs sont indiquées en mètres au-dessous de la table de rotation.

Le puits Hopedale E-33 a rencontré une mince séquence calcaire gazéifère (1 976,5 — 2 000,5 m) d'âge ordovicien. Celle-ci repose sur des roches métamorphiques qui seraient précambriennes (Chevron Standard Ltd., 1978). Les carottages latéraux indiquent que le calcaire est brun pâle, microcristallin et pelletoïde, et contient à plusieurs niveaux de nombreux petits fragments de coquilles, en particulier de coquilles d'ostracodes, de brachiopodes, de gastéropodes et des calcisphères. Des fossiles ordoviciens ont été extraits du calcaire (Jenkins, 1984).

Le puits Gudrid H-55 a pénétré une séquence dolomitique gazéifère de 141,4 m d'épaisseur, reposant sur un granite sans doute précambrien et recouverte de shales du Crétacé supérieur (Eastcan Exploration Ltd., 1976b). Les lits dolomitiques sont de couleur blanche à chamois, microcristallins ou de cristallinité moyenne, poreux et fracturés, et contiennent quelques intercalations de shale dolomitique. La carotte n° 1 (2 675,7 — 2 680,7 m) se compose d'une dolomie de couleur gris-brun chamois, de cristallinité fine à moyenne, caractérisée par une porosité due au lessivage des fossiles ou à la présence d'espaces entre les fossiles et par une porosité intracristalline; cette dolomie était initialement un calcaire micritique contenant des oncolites et des crinoïdes (Umpleby, 1979). Le puits Roberval K-92, situé à proximité du précédent, a traversé une séquence similaire de dolomie et de shale, entre 3 543 et 3 874 m de profondeur. Le puits Roberval K-92 se termine dans une dolomie. La carotte n° 6 (3 578 — 3 582,5 m) se compose d'une dolomie microcristalline dure et fracturée, saccharoïde, de couleur chamois, et d'un shale gris-bleu à vert; la carotte n° 7 (3 870 — 3 874 m) se compose d'une dolomie grise à brune, saccharoïde et cryptocristalline, caractérisée par une porosité vacuolaire et de fractures. Les contours de ce qui pourrait être des stromatoporoïdés ont été observés. Le puits Tyrk P-100 a aussi rencontré une mince séquence de dolomie de couleur chamois (1 702 — 1 706 m) au-dessous de roches volcaniques du Crétacé précoce et reposant sur un granite (Eastcan Exploration Ltd., 1979).

L'âge de la dolomie est un peu controversé. Des palynomorphes du Viséen et du Westphalien ont été extraits d'échantillons identifiés comme étant des portions de la carotte n° 1 du puits Gudrid H-55 (Eastcan Exploration Ltd, 1976b; Umpleby, 1979). L'âge des fossiles n'est pas contesté, mais il n'est pas certain que ceux-ci n'aient pas été remaniés (Jenkins, 1984). Si les dolomies sont pennsylvaniennes, elles diffèrent de toute autre roche du pennsylvanien existant d'un côté ou de l'autre de l'océan Atlantique. D'après leur lithologie et leur position, elles sont plus probablement du Paléozoïque précoce, et seraient donc des équivalents latéraux des roches carbonatées ordoviciennes décrites précédemment.

Si les dolomies traversées par les puits Gudrid H-55 et Roberval K-92 sont du Paléozoïque précoce, il est alors possible de tracer sur la carte le contour du sous-affleurement de roches carbonatées de plate-forme à travers la partie sud de la plate-forme du Labrador. L'aire délimitée correspond assez bien à la zone définie par le caractère des réflexions sismiques reflétant la présence de roches carbonatées dans les profils sismiques traversant la région (H.R. Balkwill, communication personnelle, 1985). De ce fait, les calcaires traversés par le puits Hopedale E-33 représentent vraisemblablement le sous-affleurement d'un lambeau d'érosion.

Au sud-est, le dôme Orphan (fig. 4-1) est peut-être un segment de cette plate-forme carbonatée du Paléozoïque inférieur, déplacé latéralement à partir de la région située au nord-est de Terre-Neuve. Des calcaires ont été trouvés sur une hauteur du socle et datés de l'Ordovicien tardif (Caradocien tardif-Ashgillien), après examen des acritarches et des chitinozoaires (Legault, 1982).

Au nord de Hopedale E-33, les puits de la plate-forme du Labrador n'ont pas rencontré de roches du Paléozoïque inférieur et la couverture sismique étendue n'indique pas clairement la présence de ce type de roches (H.R. Balkwill, communication personnelle, 1985).

Les roches carbonatées affleurent sur le fond marin de la baie d'Ungava et du détroit d'Hudson (B. MacLean, communication personnelle, 1987). Les corrélations lithologiques avec des coupes affleurantes dans le nord de la baie d'Hudson et avec la coupe traversée par le puits Akpatok Island L-26 dans la baie d'Ungava suggèrent qu'elles sont d'âge ordovicien et silurien (fig. 4-1).

Dans le détroit de Davis, des calcaires ordoviciens affleurent sur le fond marin entre la baie Frobisher et la baie Cumberland (MacLean et al., 1977, 1978). Cinq carottages de faible profondeur ont permis de récupérer des calcaires micritiques gris à bruns, contenant d'abondants restes squelettiques, en particulier des fragments de coraux, de bryozoaires, d'échinodermes, de brachiopodes articulés, de céphalopodes, de graptolites, de spongiaires, de trilobites et de radiolaires. Jenkins (dans MacLean et al., 1977) a identifié des chitinozoaires et scolécodontes qui semblent dater de l'Ordovicien tardif (Caradocien). Bolton a attribué à un corail venant du site 5 un âge situé entre le début de l'Ordovicien moyen et l'Ordovicien tardif (dans MacLean et al., 1977). La lithologie et les faunes indiquent une sédimentation sur une plate-forme carbonatée, dans des millieux littoraux à épibathyaux. Les données sismiques suggèrent qu'il existe aussi des calcaires ordoviciens sur le fond marin de la baie Frobisher et à la périphérie de la baie Cumberland (Srivastava et al., 1981). Grant (1975) et MacLean et Falconer (1979) ont déduit des données géophysiques que les strates du Paléozoïque inférieur peuvent s'étendre au nord sur la plate-forme en direction du cap Dyer. Des calcaires similaires affleurent sur les terres émergées, dans le bassin Foxe et dans des portions de l'ouest de l'île de Baffin (MacLean et al., 1977).

Il peut aussi exister des carbonates du Paléozoïque inférieur au-dessous des roches du Mésozoïque, sur la plate-forme continentale, le long du versant ouest de la baie de Baffin. Une séquence pré-mésozoïque caractérisée par de fortes réflexions internes apparaît sur de nombreux profils sismiques. Au-dessous du fond marin du détroit de Jones, le socle est peut-être aussi paléozoïque, d'après son caractère acoustique et magnétique (MacLean et al., 1984).

Une succession complexe de sédiments de plate-forme et de marge de plate-forme du Paléozoïque inférieur affleure sur les terres émergées, de part et d'autre du détroit de Nares (Peel et Christie, 1982; Hurst et Kerr, 1982). Il est très probable que des successions similaires existent dans le sous-sol au large des côtes, mais aucun échantillon n'y a encore été prélevé. À l'aide de modélisation gravimétrique, Newman (1977) a suggéré l'existence d'une séquence de sédiments très denses, d'une épaisseur de plus de 2 kilomètres, dans la subsurface du détroit de Smith à l'extrémité sud du détroit de Nares.

Faciès clastiques du Paléozoïque inférieur

Alors que le Paléozoïque inférieur de la plate-forme du Saint-Laurent, de la plate-forme du Labrador et de la région du détroit de Davis contient des quantités importantes de roches carbonatées, celui des Grands Bancs est composé de roches clastiques. Vers l'est et au large de la péninsule d'Avalon, King et al. (1986) ont prélevé des carottes de grès et siltstones de l'Ordovicien et du Silurien dans une séquence légèrement plissée, située sur la plate-forme d'Avalon, dont ils estiment l'épaisseur à environ 7 000 m (fig. 4-6). Les roches de l'Ordovicien se composent de shales de couleur gris sombre, de granulométrie fine, laminés et fissiles, de siltstones gris et de grès de couleur gris verdâtre, de granulométrie fine, bioturbés et creusés par des organismes fouisseurs. Les roches siluriennes comprennent des siltstones gris, laminés et fissiles, contenant des galeries d'organismes fouisseurs et des fragments de brachiopodes et de bryozoaires, des siltstones calcaires de couleur gris clair, laminés et bioturbés, contenant des lits bien triés de fragments fossiles, et des siltstones non fossilifères et bioturbés. Les biotes suggèrent qu'il y a eu sédimentation dans divers milieux de plate-forme marine. La datation de 14 carottes a été basée sur l'examen des acritarches et des chitinozoaires présents (W.A.M. Jenkins, communication personnelle, 1986).

Au nord-est de la plate-forme d'Avalon, le puits Cumberland B-55 a aussi recoupé des shales de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien) (Jenkins, 1984) au-dessous des roches mésozoïques et tertiaires (fig. 4-6). Il est également possible que le puits Linnet E-63 se soit terminé dans des shales et ardoises du Paléozoïque inférieur (Leavitt, communication personnelle, 1985).

Au sud de la plate-forme d'Avalon, le puits Phalarope P-62 a recoupé entre 2 942 et 3 132 m de profondeur, des shales et siltstones de l'Ordovicien inférieur (Arénigien-Llanvirnien). La séquence de shales indurés, préjurassiques, de couleur grise et verte, recoupée dans le puits Razorbill F-54 (2 621,3 – 3 123,6 m) et recouvrant un granite précambrien (fig. 4-6), date du Paléozoïque précoce (W.A.M. Jenkins, communication personnelle, 1979). Les quartzites observés à la base du puits Murre G-67 (3 237,0 – 3 372,3 m) sont peut-être du même âge (Avery et Bell, 1985).

Le puits Jaeger A-49, foré dans la partie sud des Grands Bancs, a abouti dans un granite âgé de 376 17 Ma, soit le même âge que les nombreux batholites et stocks granitiques du Dévonien associés à l'orogenèse acadienne, qui affleurent sur les terres émergées, de la Nouvelle-Angleterre à Terre-Neuve. Le granite recoupé dans le puits Jaeger est probablement mis en place dans des métasédiments du Paléozoïque inférieur appartenant au Groupe de Meguma à la figure 4-1.

Le long de la partie nord de la plate-forme Néo-Écossaise, les métasédiments du Groupe de Meguma, traversés par des intrusions de granites acadiens, affleurent sur le fond marin dans les régions littorales (King et MacLean, 1976). Ces roches existent aussi sous les séquences mésozoïques et cénozoïques de la plate-forme Néo-Écossaise (Jansa et Wade, 1975). Des métaquarzites et des schistes ont été identifiés dans les déblais de forage extraits à la base des puits Fox I-22, Naskapi N-30 et Wyandot E-53. Des carottes de métaquartzites roses et d'ardoises ont été récupérées dans le puits Argo F-38. Tout ces métasédiments sont attribués au Groupe de Meguma (fig. 4-7), dont la partie

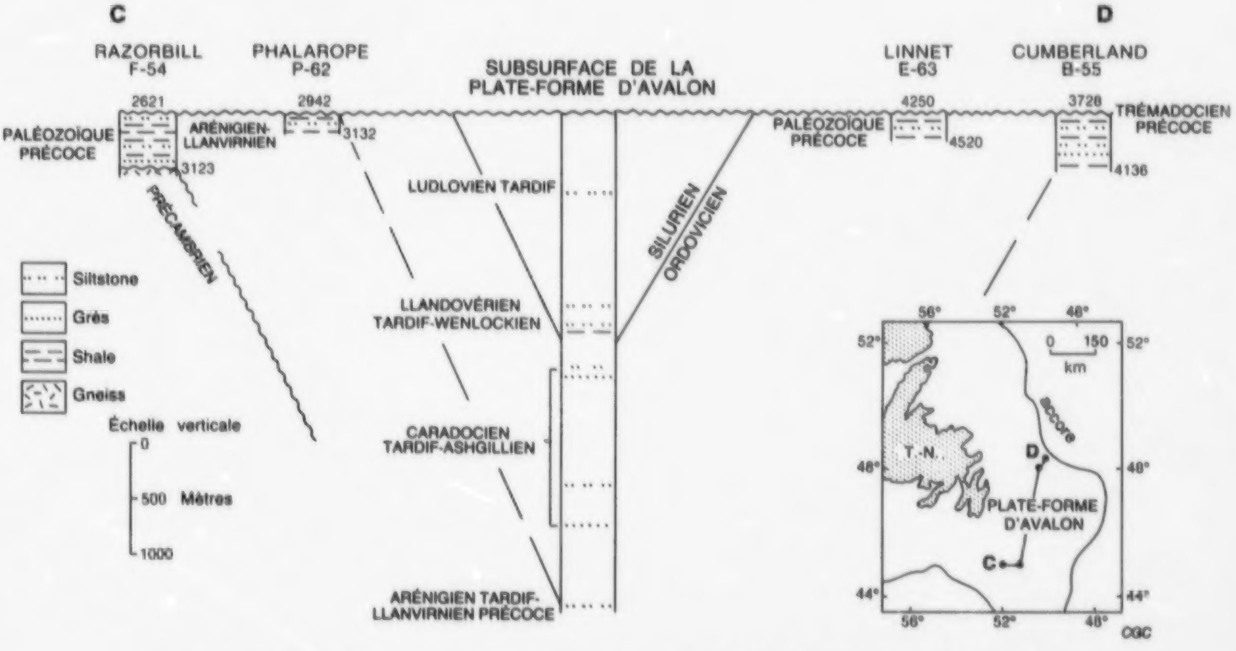


Figure 4-6. Unités de l'Ordovicien et du Silurien dans les puits des Grands Bancs. Les profondeurs sont indiquées en mètres au-dessous de la table de rotation.

supérieure date de l'Ordovicien précoce (Trémadocien) dans le sud de la Nouvelle-Écosse (Schenk, 1981).

À terre, le degré de métamorphisme du Groupe de Meguma varie du faciès des shistes verts inférieur dans la partie est au faciès des amphibolites dans la partie sud-ouest (Keppie, 1982), mais aucune variation latérale du degré de métamorphisme semblable n'a pu être définie dans la région extracôtière. Localement, des intrusions acadiennes de subsurface sont présentes. Les puits Crow F-52, Erie D-26 et Ojibwa E-07 ont abouti dans un granite et le puits Mohawk B-93 se termine dans une granodiorite (fig. 4-7).

Il paraît également possible que le Groupe de Meguma puisse se prolonger au-dessous des roches mésozoïques de la plate-forme continentale à l'ouest et au sud de la Nouvelle-Écosse (Ballard et Uchupi, 1975). La troncature d'une signature magnétique caractéristique (Kane et al., 1972) définit la marge ouest du Groupe de Meguma au nord de 43°N (fig. 4-7). Au sud de cette latitude, la marge n'est pas aussi bien définie et les axes magnétiques sont tronqués par un linéament est-ouest (carte 1709A, en pochette). Au sud de ce linéament, sur le banc de Georges, la signature magnétique observée s'apparente à celle du Groupe de Meguma, et a été interprétée comme telle. Ainsi, la dolomie métamorphisée, les quartzites et les phyllites recoupés entre 4 755 et 4 898 m (profondeur totale) dans le puits COST G-1, sont attribués au Groupe de Meguma. Une datation K/Ar de 450-550 Ma faite sur une phyllite échantillonnée à 4 892 m de profondeur suggère que ce puits a abouti dans des strates cambro-ordoviciennes (Scholle et Wenkam, 1982).

Selon Ballard et Uchupi (1975), le sous-sol de la partie nord du golfe du Maine se composerait de strates cambro-ordoviciennes déposées dans le géosynclinal des Appalaches; ces auteurs ont suggéré que la partie sud comprenait un socle composé de roches de la plate-forme d'Avalon. Les deux séquences sont équivalentes à la succession qui affleure dans la zone d'Avalon à Terre-Neuve (Williams, 1979). Les auteurs du présent chapitre les considèrent comme un faciès clastique du Paléozoïque inférieur, et les représentent sur carte comme étant des roches clastiques du Paléozoïque inférieur (fig. 4-7).

Strates du Paléozoïque supérieur

Les roches du Paléozoïque supérieur occupent de vastes superficies au Québec et dans les provinces de la région atlantique. Les sédiments des épieugéosynclinaux du Dévonien tardif et du Carbonifère reposent en discordance sur des roches déformées durant l'orogenèse acadienne qui sont considérées comme formant le socle au Québec et dans les parties centrale et sud du Nouveau-Brunswick, dans le nord de la Nouvelle-Écosse et l'ouest de Terre-Neuve, tandis que les strates permiennes affleurent dans l'Île-du-Prince-Édouard (Poole, 1967). La principale zone de dépôt maximal du Paléozoïque tardif se situe dans le bassin de la Madeleine (carte 1707A, en pochette), qui occupe la moitié sud du golfe du Saint-Laurent et se prolonge dans les régions émergées adjacentes du Québec et des provinces de la région atlantique.

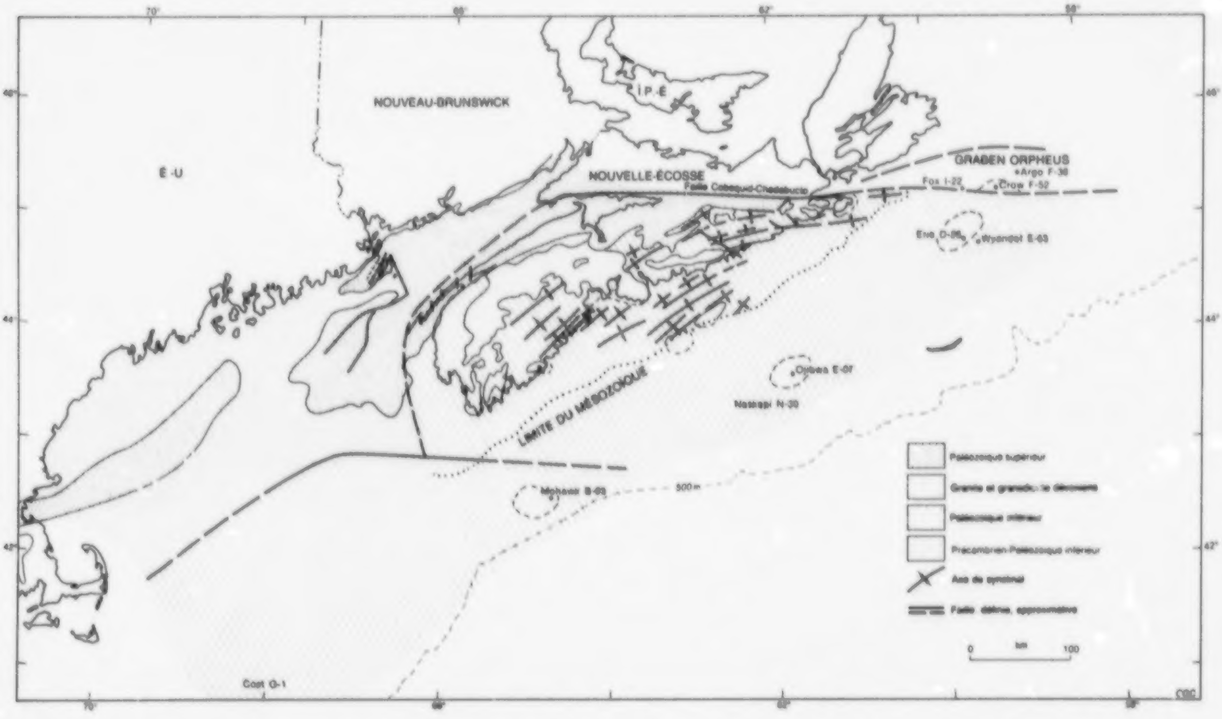


Figure 4-7. Sous-affleurements pré-mésozoïques de la plate-forme Néo-Écossaise. Les roches du Paléozoïque inférieur appartiennent au Groupe de Meguma.

Il semble qu'un volcanisme ait accompagné la formation de ce bassin (fig. 4-8). Dans plusieurs des provinces de la région atlantique, les successions basales des épieugéosynclinaux post-acadiens contiennent des séquences volcaniques bimodales, recouvertes par d'épais dépôts de sédiments non marins et épicontinentaux (Blanchard et al., 1984). Bradley (1982) a attribué ce phénomène à un amincissement de la croûte lié à la formation de bassins de coulissage. Les datations radiométriques récentes effectuées sur des roches volcaniques de l'île du Cap-Breton suggèrent que le volcanisme et les failles associées sont de plus en plus récents d'est en ouest (Blanchard et al., 1984). En Gaspésie, au Nouveau-Brunswick et dans le Maine, les roches volcaniques du Paléozoïque tardif semblent être plus jeunes d'ouest en est. Du Dévonien tardif au Carbonifère moyen, la configuration d'ensemble du volcanisme semble montrer une migration, de la marge vers le centre du bassin de la Madeleine. Sur les Îles-de-la-Madeleine, les basaltes se sont épanchés sur une épaisse séquence d'évaporites durant le Viséen et ont ensuite été déformés par la tectonique salifère (Barr et al., 1985).

Les profils de sismique-réflexion montrent que l'épaisseur du Paléozoïque supérieur dépasse 12 000 m dans le bassin de la Madeleine, et indiquent que dans cette séquence sédimentaire existent des dépôts de sel étendus, maintenant déformés sous forme de diapirs, du Groupe de Windsor. Aucun puits du bassin de la Madeleine ne traverse la roche sous-jacente au sel; la plupart des puits se terminant dans les couches rouges continentales sus-jacentes. Conséquemment, le nombre de conclusions pouvant être formulées à propos des roches plus anciennes du bassin est limité. Les roches du Paléozoïque supérieur occupent de vastes étendues des terres émergées autour des marges du bassin, et elles sont probablement représentatives des séquences présentes dans les zones extracôtières. Une brève description des séquences terrestres apparaît donc justifiée.

Les strates les plus anciennes reposant sur le socle du bassin de la Madeleine sont les roches clastiques de granulométrie grossière à fine du Groupe de Horton. Le Groupe de Horton, tel que défini initialement, date du Tournaisien (Bell, 1929) et comprend des conglomérats feldspathiques, des grès, des siltstones, des shales et de rares lentilles calcaires ferrugineuses qui affleurent dans les falaises de Horton dans le centre de la Nouvelle-Écosse. À la suite des travaux de Kelley (1967), Howie et Barss (1975) ont inclus toutes les séquences du Dévonien moyen au Viséen précoce, postérieures à l'orogenèse acadienne, dans le Groupe de Horton, et ont noté que l'épaisseur de celui-ci pouvait dépasser 4 000 m dans les parties les plus profondes du bassin de la Madeleine. À terre, les coupes sédimentaires mesurées vont de quelques dizaines de mètres à 3 291 m d'épaisseur dans l'ouest du Cap-Breton (Kelley, 1967).

Dans les provinces de la région atlantique, les roches basales du Groupe de Horton sont des conglomérats

Figure 4-8. Roches volcaniques du Dévonien et du Carbonifère, dans le golfe du St-Laurent (d'après Blanchard et al., 1984).

polygéniques, qui selon les interprétations formulées se seraient accumulés dans des milieux de piémont contrôlés par des failles (Howie et Barss, 1975). Ces conglomérats passent vers le haut d'abord à des séquences de grès et shales localement cycliques et caractérisées par la présence de fragments de quartz anguleux et de tiges verticales de plantes, ensuite à des shales laminés contenant des ostracodes et des lits itchtyofossiles, et finalement à des shales bitumineux, carbonés et noirs. Il existe aussi localement du charbon et les roches volcaniques sont interstratifiées avec les conglomérats du Groupe de Horton à plusieurs endroits (Howie et Barss, 1975; Blanchard et al., 1984).

Les roches sédimentaires continentales et marines du Groupe de Windsor recouvrent le Groupe de Horton et occupent de vastes étendues des provinces de la région atlantique. Dans sa partie terrestre, le Groupe de Windsor se compose de conglomérat, de grès rouge, de siltstone rouge et gris, de calcaire, de dolomie, de halite, de sylvinite, de carnallite et d'anhydrite (Schenck, 1967; Howie et Barss, 1975; Anderle et al., 1979; Kingston et Dickie, 1979; Crosby, 1985). Le Groupe de Windsor témoigne de la

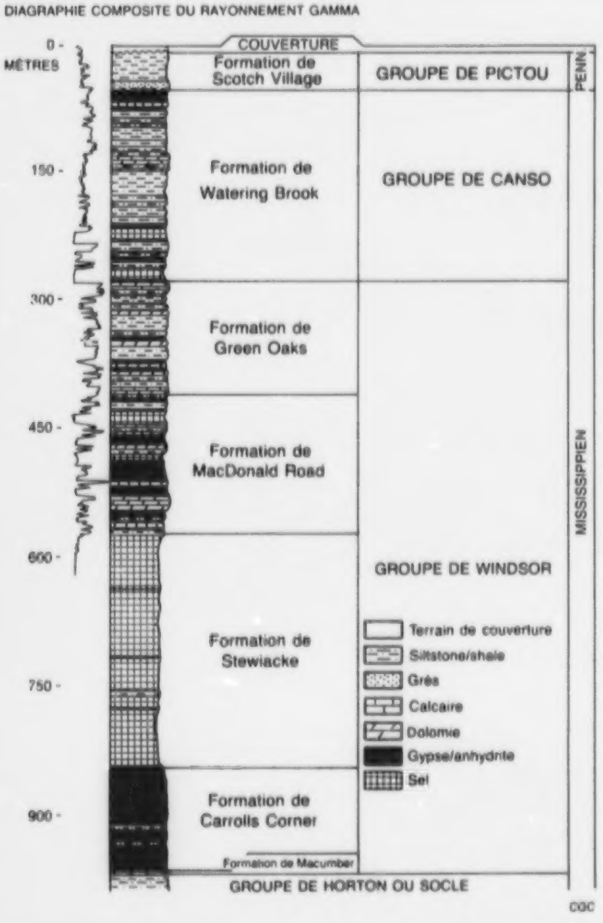


Figure 4-9. Stratigraphie du Groupe de Windsor dans la région de Stewiacke en Nouvelle-Écosse (d'après Giles et Boehner, 1979; les diagraphies du rayonnement gamma sont tirées des travaux de la St. Joseph Explorations Ltd.).

la transgression, dans l'est du Québec et les provinces de la région atlantique, d'une mer peu profonde dans laquelle se sont accumulés des roches carbonatées marines et de vastes dépôts évaporitiques. En bordure d'anciennes régions de hautes terres, le Groupe de Windsor se compose de conglomérats et grès qui passent latéralement à des roches clastiques de granulométrie plus fine, à des carbonates récifaux et à des évaporites (Howie et Barss, 1975). Les roches de ce groupe sont d'âge viséen moyen à namurien précoce (Bell, 1929; Mamet, 1970).

Le stratotype du Groupe de Windsor est situé dans le sous-bassin des Mines (Wade et al., 1977) le long de la rivière Avon près de Windsor en Nouvelle-Écosse. À cet endroit, il présente une épaisseur d'au moins 473 m et est composé de grès rouge, de siltstone rouge et gris, de calcaire, ainsi que de quantités mineures de dolomie et de gypse, mais est dépourvu de sel (Bell, 1929, 1958). Le groupe présente habituellement peu d'affleurements de surface, en raison de la dissolution et de l'altération rapide des composants évaporitiques, mais est bien conservé en subsurface. Près de Stewiacke, en Nouvelle-Écosse, à l'extrémité est du sous-bassin des Mines, plusieurs carottages ont traversé une séquence complète et relativement peu déformée d'évaporites du Groupe de Windsor. Les données ont servi à établir une coupe composite de référence (fig. 4-9) qui permet d'illustrer le caractère lithologique et la configuration structurale des roches de cette région (fig. 4-10).

Les roches sédimentaires du Groupe de Windsor sont présentes dans la partie terrestre d'un grand nombre des sous-bassins qui bordent le golfe du Saint-Laurent, mais la succession la plus étendue et la plus épaisse du Groupe de Windsor occupe le sous-sol du golfe du Saint-Laurent. À cet endroit, des puits et profils sismiques témoignent de l'existence d'une vaste couverture de dépôts où dominent les unités de sel, que la déformation a transformés en une forêt de diapirs de sel (Howie, 1984). Des bombements, crêtes, dômes et structures diapiriques de formes diverses s'étendent sur une région d'environ 60 000 km^2 et affectent les roches du Groupe de Windsor, dont la puissance atteint 5 000 m ou davantage.

Les puits forés dans les structures du golfe du Saint-Laurent, de l'Île-du-Prince-Édouard, de l'île du Cap-Breton, du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Écosse traversent jusqu'à 2 134 m de roches clastiques et d'évaporites du Groupe de Windsor (Howie et Cumming, 1963; Howie et Hill, 1972). Dans le sous-bassin de Cumberland, le forage de Wallace Station No. 1 (fig. 4-16) a traversé 3 567 m de roches fortement déformées du Groupe de Windsor (Howie, 1986b). Des mines de sel sont exploitées à Pugwash, et des saumures extraites de plusieurs puits au sud d'Amherst en Nouvelle-Écosse (Prud'homme, 1986). Des couches de potasse économiquement exploitables sont contenues dans cette séquence évaporitique en trois localités du sous-bassin de Moncton dans le sud du Nouveau-Brunswick (Kingston et Dickie, 1979; Barnett, 1984).

Le Groupe de Windsor est recouvert par des strates du Namurien-Westphalien inférieur des groupes de Canso et de Riversdale. Dans son stratotype situé dans l'anse Plaster dans le détroit de Canso, au nord-ouest de Port Hawkesbury en Nouvelle-Écosse (Bell, 1944), le Groupe de Canso a 623 m d'épaisseur et se compose de shales finement laminés, non marins, rouges et verts, de grès et de quelques interstratifications de calcaires. Cette séquence de l'île du Cap-Breton contient des végétaux namuriens

(Bell, 1944). À l'extérieur de la région type, le Groupe de Canso contient des conglomérats, des tufs, des roches intrusives basiques et acides, et des roches effusives (Poole et al., 1970b), et localement du gypse et de petits intervalles de sel (Boehner, 1983a,b).

La puissance du Groupe de Canso varie à travers les provinces de la région atlantique. Bell (1958) estime que dans la région d'Antigonish, dans le nord de la Nouvelle-Écosse, le groupe atteint environ 1 830 m d'épaisseur. Gussow (1953) indique que dans le sud du Nouveau-Brunswick, ce groupe atteint 1 912 m d'épaisseur. Dans l'île du Cap-Breton, le puits de Port Hood No. 1 a recoupé 1 290 m de strates attribuées au Groupe de Canso (Howie et Cumming, 1963).

Le Groupe de Riversdale, dont le stratotype se trouve à Riversdale en Nouvelle-Écosse (voir fig. 4-16), se compose de 915 m de grès continentaux rouges et gris, de siltstones et de shales. Bien qu'il n'existe pas dans la région type de mégafossiles caractéristiques, cette coupe semble être d'âge westphalien précoce (Bell, 1944). Ailleurs, le Groupe de Riversdale se situe entre le Namurien tardif et le Westphalien précoce (Howie et Barss, 1975). Il se compose de grès de granulométrie fine à grossière, de shale, de siltstone et de conglomérat, localement accompagnés d'un conglomérat de base à galets de quartz (Poole et al., 1970a). Dans la région d'Antigonish, le Groupe de Riversdale atteint 1 159 m d'épaisseur (Bell, 1944); dans le sud du Nouveau-Brunswick, il a 1 890 m d'épaisseur (Gussow, 1953).

Les indices biostratigraphiques suggèrent que les Groupes de Canso et de Riversdale pourraient représenter dans leur localité type, des faciès largement contemporains. Des associations de spores du Groupe de Riversdale peuvent être corrélées avec des associations du Groupe de Canso (Howie et Barss, 1975). Par ailleurs, dans plusieurs puits extracôtiers, des associations similaires ont été identifiées à l'intérieur de séquences clastiques à grain fin, qui semblent appartenir au Groupe de Canso et ne contiennent pas les intervalles gréseux et conglomératiques typiques du Groupe de Riversdale (M.S. Barss, communication personnelle, 1985). Ceci suggère que les séquences qui présentent des lithologies caractéristiques du Groupe de Riversdale sont confinées aux marges, près des sources sédimentaires, et sont remplacées, vers le bassin, par des intervalles riches en shale, typiques du Groupe de Canso.

Dans les provinces de la région atlantique, les roches du Paléozoïque supérieur les plus récentes appartiennent aux groupes de Cumberland et de Pictou. Le Groupe de Cumberland n'est présent que dans le nord-ouest de la Nouvelle-Écosse, le stratotype se situant aux abords de Joggins. À cet endroit, le groupe se compose d'environ 2 700 m de conglomérat rouge et gris non marin, de grès, de shale et de charbon du Westphalien (Bell, 1944). Il repose en concordance, en discordance et en disconformité sur des roches plus anciennes du Paléozoïque supérieur et chevauche, à l'échelle régionale, le socle pré-carbonifère. Selon Howie et Barss (1975), les associations de spores indiquent que les lits supérieurs du Groupe de Cumberland sont contemporains des lits inférieurs du Groupe de Pictou.

Le Groupe de Pictou est une séquence sédimentaire non marine, composée de grès rouge sombre, de grès gris, de grès grossier arkosique, de shale rouge sombre, de mudstone, de shale gris et de charbon d'âge westphalien à wolfcampien (Permien) (Bell, 1944). Ces roches reposent en discordance sur des roches paléozoïques plus anciennes, aussi bien que sur les lits inférieurs du Groupe de Cumberland, et forment un biseau d'aggradation sur le socle.

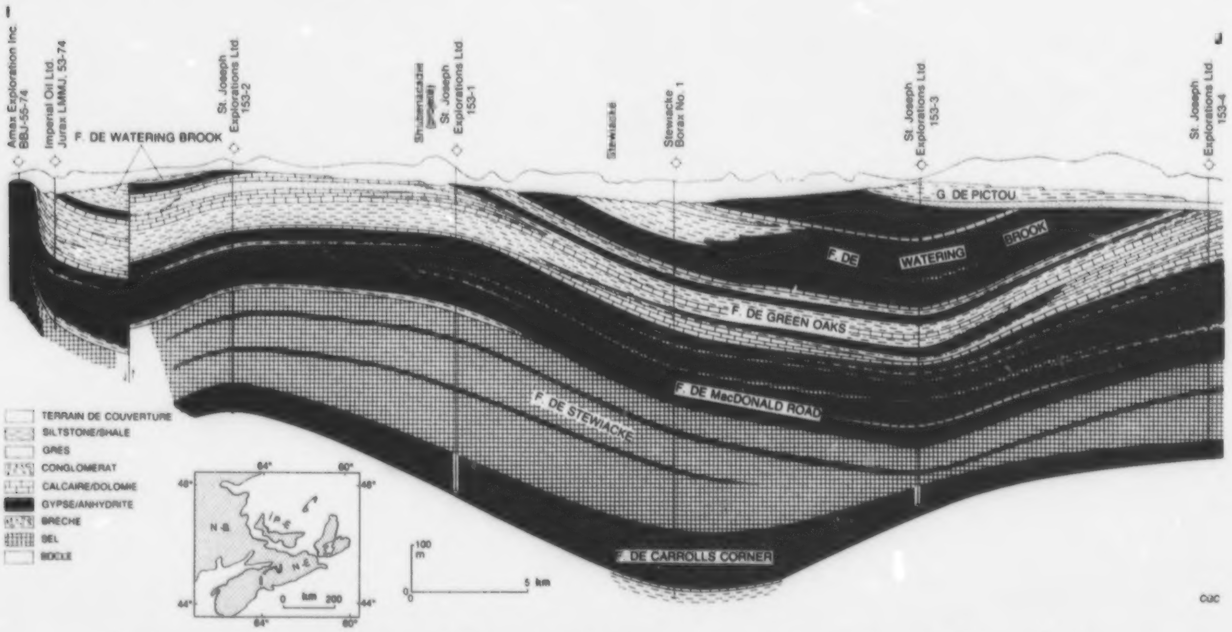


Figure 4-10. Coupe I-J' à travers le Carbonifère du sous-bassin des Mines en Nouvelle-Écosse. À remarquer que l'échelle verticale a été exagérée, pour accentuer le pendage apparent de strates relativement subhorizontales. La terminologie stratigraphique est tirée de Giles et Boehner (1979).

Dans le stratotype situé à West Branch River John en Nouvelle-Écosse, le Groupe de Pictou a environ 2 250 m d'épaisseur. Il atteint 3 300 m dans le sud du Nouveau-Brunswick (Gussow, 1953) et parfois 5 000 m dans le sud-est de l'Île-du-Prince-Édouard. Une coupe composite compilée à l'aide des diagraphies des puits East Point E-47 et E-49 indique qu'il pourrait y avoir au large une épaisseur de 4 000 m de couches rouges de Pictou au nord-est de l'Île-du-Prince-Édouard. D'après les interprétations sismiques (SAREP, rapport non publié, 1970), l'épaisseur du Groupe de Pictou, à l'est des Îles-de-la-Madeleine, pourrait atteindre 5 000 m.

Des roches du Paléozoïque supérieur sont sans doute présentes dans le sous-sol de la baie de Fundy. Elles affleurent le long du littoral sud du Nouveau-Brunswick et dans l'île de Grand Manan (Howie et Barss, 1975); elles semblent être sous-jacentes aux strates triasiques dans la partie centrale de la baie, où elles peuvent, soit former un dépôt transgressif discordant sur le Groupe de Meguma, soit présenter un contact faillé en bordure de ce groupe (fig. 4-7). Les sédiments du Carbonifère-Permien sont représentés sur les cartes à l'intérieur d'un graben défini par des méthodes sismiques, et s'étendant vers le nord-est à travers le golfe du Maine (Ballard et Uchupi, 1975) à partir d'affleurements terrestres en Nouvelle-Angleterre (fig. 4-7).

Des roches du Paléozoïque supérieur sont également présentes sur la plate-forme continentale à l'est du Cap-Breton et dans le bassin de Sydney (fig. 4-1). Deux puits, North Sydney P-05 et North Sydney F-24, pénètrent les roches du Carbonifère supérieur des groupes de Canso, de Riversdale et de Pictou, et recoupent des shales continentaux, des siltstones, des grès, des conglomérats et des couches houillères. Ces roches recouvrent les conglomérats continentaux du Carbonifère inférieur (Murphy Oil Company Limited, 1974; Shell Canada Resources Ltd., 1976; Barss et al., 1979). Dans le bassin de Sydney, le Groupe de Pictou a environ 2 237 m d'épaisseur (Hacquebard, 1983). Si l'on inclut les lits rouges non fossilifères traversés par les forages extracôtiers qui atteignent parfois le Permien, la tranche sédimentaire toute entière pourrait atteindre 4 500 m d'épaisseur. Des shales, des siltstones, des grès et des couches de charbon du Carbonifère supérieur (Westphalien B à D) ont également été identifiés dans des carottes prélevées en trois endroits du fond marin de la baie Placentia à Terre-Neuve (Barss et al., 1979; King et al., 1986).

Dans la partie sud des Grands Bancs, cinq puits ont recoupé des roches du Paléozoïque supérieur au-dessous du Mésozoïque (fig. 4-11). Des spores du Viséen tardif-Westphalien ont été prélevées dans le puits Hermine E-94 (Barss et al., 1979) qui se termine dans de la halite, de l'anhydrite, de la dolomie et du shale du Groupe de Windsor (2 455,2 — 3 267,7 m) (Howie, 1974). Le Groupe de Windsor est recouvert par des shales rouges et des grès du Groupe de Canso (2 106,2 — 2 455,2 m), des grès rouges, des conglomérats, des shales et des dolomies du Groupe de Riversdale (1 709,9 — 2 106,2 m) et des grès rouges et des shales du Groupe de Pictou (1 641,3 — 1 709,9 m). La diagraphie au pendagemètre suggère qu'une discordance angulaire sépare le Groupe de Riversdale du Groupe de Pictou sus-jacent. Il existe à terre, dans le bassin de Sydney, une discordance située au même niveau (Keppie, 1982). Le puits Gannet O-54 aboutit dans des métasédiments précambriens (3 039,6 — 3 047,8 m); ceux-ci sont recouverts par des shales et des grès du Dévonien supérieur du Groupe de Horton (2 345,3 — 3 039,6 m) et de l'anhydrite, de la halite, de la dolomie et du shale du Groupe de Windsor du Carbonifère inférieur (1 987,2 — 2 345,3 m) (Barss et al., 1979). Le puits Sandpiper 2J-77 se termine dans des shales et des grès du Carbonifère inférieur (3 264,1 — 3 725,3 m) du Groupe de Horton; ils sont recouverts par de l'anhydrite, du shale et de la dolomie (3 002,3 — 3 264,1 m) du Groupe de Windsor (Barss et al., 1979). Le puits Murre G-67 a recoupé, entre 3 157,7 et 3 237,0 m, des ardoises rouges qui n'ont pas été datées, mais qui sont, du point de vue de la lithologie, semblables à celles du Groupe de Horton. Le puits Phalarope P-62 a été foré à travers une séquence de shales rouges, de siltstones et de

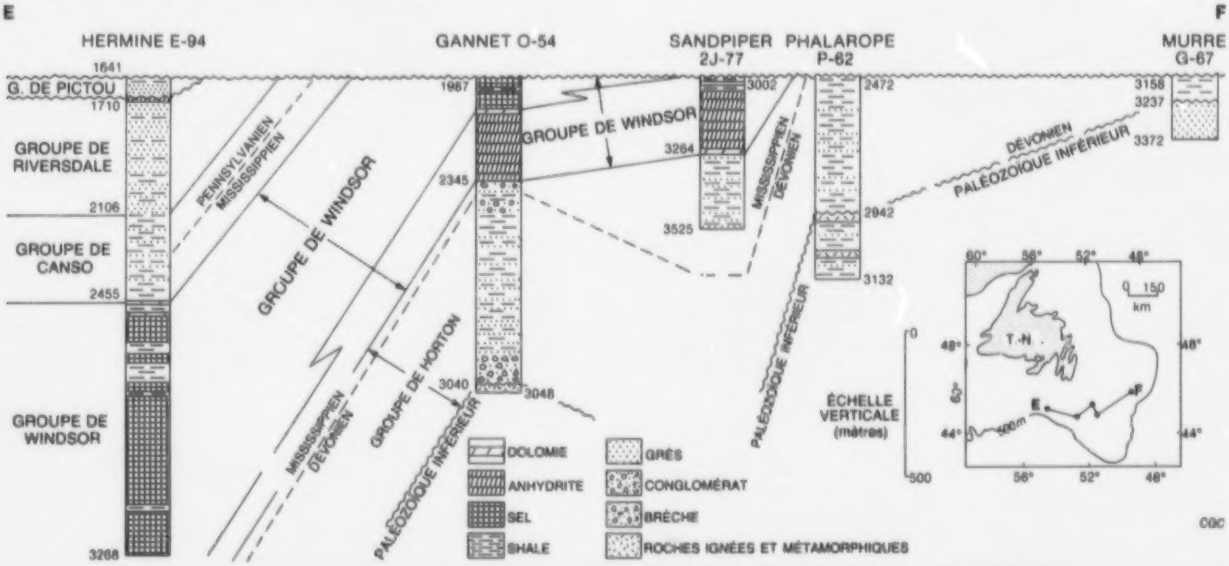


Figure 4-11. Corrélation des strates du Paléozoïque supérieur dans les puits des Grand Bancs. Les profondeurs sont indiquées en mètres au-dessous de la table de rotation.

grès qui sont peut-être dévoniens ou carbonifères et qui recouvrent des shales ordoviciens.

Des palynomorphes du Carbonifère précoce ont été extraits du sondage Pan American 10C (fig. 4-12) au sud-est de la péninsule d'Avalon (Howie et Barss, 1975). King et al. (1986) ont attribué un âge ordovicien-dévonien à une carotte de siltstone rouge prélevée dans l'est de la péninsule d'Avalon (carotte 77-011-28A). Dans quatre autres carottes de la région, ont aussi été recueillis des échantillons de lits rouges, ce qui semble indiquer un âge dévonien-carbonifère (fig. 4-1 et 4-12).

Au nord-est de Terre-Neuve, les strates du Paléozoïque supérieur occupent de vastes étendues du sous-bassin de Notre-Dame (nom proposé par les auteurs) et du sous-bassin de Belle Isle (fig. 4-13) du bassin St. Anthony (Haworth et al., 1976a, b; Cutt and Laving, 1977).

En utilisant les données fournies par des levés magnétiques, gravimétriques et de sismique-réflexion et par des carottes du socle, Haworth et al. (1976a, b) ont dressé la carte géologique de la plate-forme continentale et du fond marin du nord-est de Terre-Neuve (fig. 4-13), où ils ont reconnu des roches du Paléozoïque supérieur. Haworth et al. (1976a, b) ont identifié dans des carottes, un granite d'âge peut-être dévonien, et cartographié son étendue d'après les minimums magnétiques présents. Une unité du Mississippien inférieur équivalente au Groupe d'Anguille a été cartographiée d'après sa signature sismique. Les grès traversés par des carottages présentent à peu près la même lithologie que les roches de la Formation de Cape Rouge, du Carbonifère inférieur, sur les terres émergées. Cette unité est recouverte par une unité mississippienne équivalente aux groupes de Codroy et de Windsor, qui a été cartographiée en fonction de son caractère non magnétique et de l'absence de pénétration sismique (Haworth et al., 1976a, b). La corrélation est basée sur l'étude de trois carottes de calcaires prélevées dans cette unité (Haworth et al., 1976b), dont l'âge a été déterminé d'après les associations de spores (Haworth et al., 1976a). Au-dessus du calcaire se trouve une unité du Mississippien-Pennsylvanien qui manifeste une bonne réflectivité. Elle se compose de grès gris, rouge et brun, de conglomérat et de shale semblables à ceux du Groupe de Barachois (groupes de Canso et de Riversdale dans l'ouest de Terre-Neuve), qui pourrait être en partie permien (Haworth et al., 1976b). Localement, a été reconnu un diapirisme (fig. 4-13) sans doute causé par des couches de sel mississippiennes (Haworth et al., 1976a, b).

Plus loin au large, dans le sud de la plate-forme du Labrador, Cutt et Laving (1977) ont défini le sous-bassin de Belle Isle (fig. 4.13). Leur unité numéro 2 est une séquence plissée et sismiquement réflective, qui témoigne clairement du diapirisme salifère. Son contact avec les strates crétacées et tertiaires sus-jacentes est marqué par une discordance angulaire. D'après les vitesses sismiques de cet

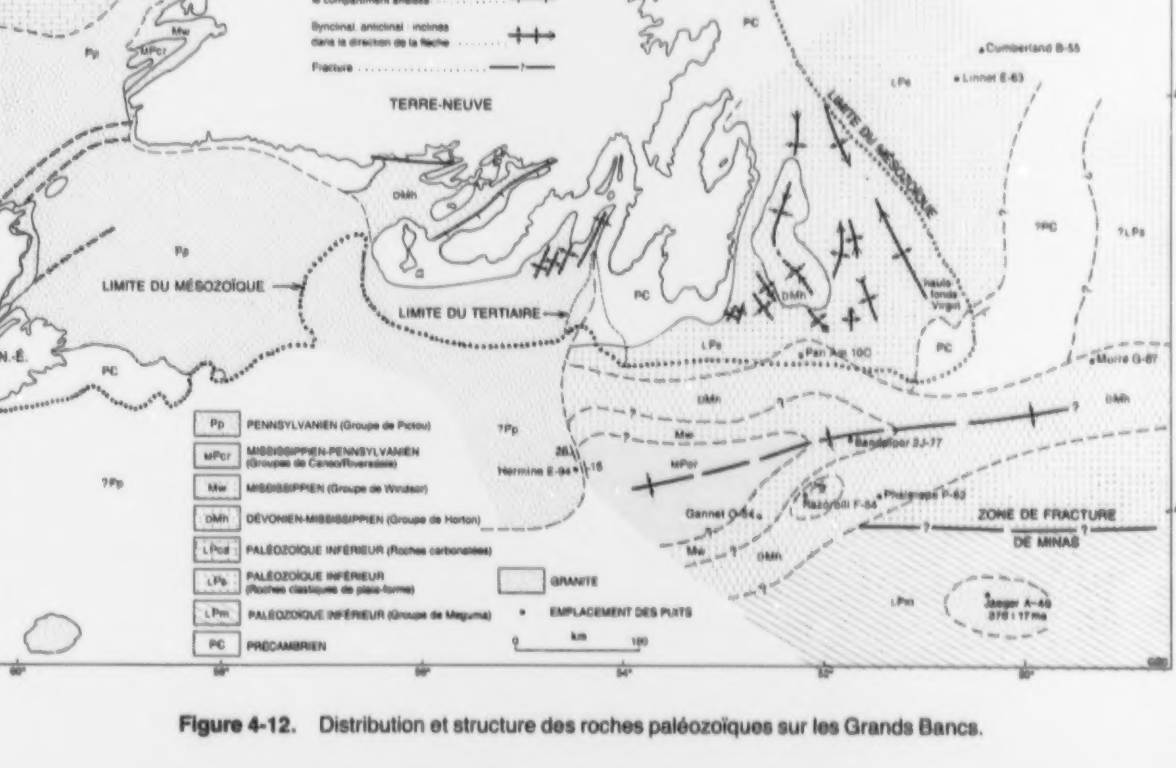


Figure 4-12. Distribution et structure des roches paléozoïques sur les Grands Bancs.

intervalle, il semble que l'unité se compose surtout de carbonates. Cutt et Laving (1977) sont d'avis que la séquence remonte au Carbonifère ou peut-être même au Trias et au Jurassique. Même si ce sous-bassin du Paléozoïque tardif se prolonge plus loin au sud-ouest, il n'est pas possible de l'identifier dans ce secteur, faute de données sismiques fiables.

Deux puits ont été ensuite forés dans le sous-bassin de Belle Isle (fig. 4-13). Le puits Verrazano L-77 a atteint une profondeur de 460 m; la séquence traversée se compose d'une alternance de lits de grès de couleur gris clair, de granulométrie fine à moyenne, présentant un ciment siliceux et des traces de kaolinite, de pyrite, de charbon, de mica et de glauconite, et de lits de shale silteux à sableux, induré, de couleur brun, rouge et gris sombre, contenant des quantités mineures de calcaire dolomitique dur (Eastcan Exploration Ltd., 1977c). M.S. Barss (communication personnelle, 1985) a recueilli des palynomorphes d'âge viséen tardif à namurien précoce. Le puits Hare Bay E-21 a traversé 1 473 m de roches pennsylvaniennes et peut-être permiennes entre 3 401 et 4 874 m (profondeur totale). Ces roches recouvrent une séquence salifère. Les strates du Paléozoïque supérieur se composent d'une séquence interstratifiée de couches de grès denses bien cimentés, et de shales et siltstones indurés de couleur dominante brun rouge, avec des mouchetures vertes entre 3 401 et 3 405 m de profondeur. Au-dessous de cet intervalle la couleur dominante est le gris. Plusieurs couches de houille et quelques couches de calcaires ont été recoupées dans ces puits (B.P. Canada, 1979).

M.S. Barss (communication personnelle, 1985) a identifié des palynomorphes du Viséen tardif dans l'intervalle de 5 505 m à 5 675 m du puits Blue H-28 (fig. 4-13) à environ 200 km au sud-est du puits Hare Bay E-21. Ceci semble indiquer que la séquence de grès et de shale, dans le puits Blue H-28 entre 5 500 m et 6 103 m (profondeur totale), date du Carbonifère et peut être corrélée avec la partie supérieure du Groupe de Windsor et la base du Groupe de Canso. Entre 5 700 et 5 840 m de profondeur,

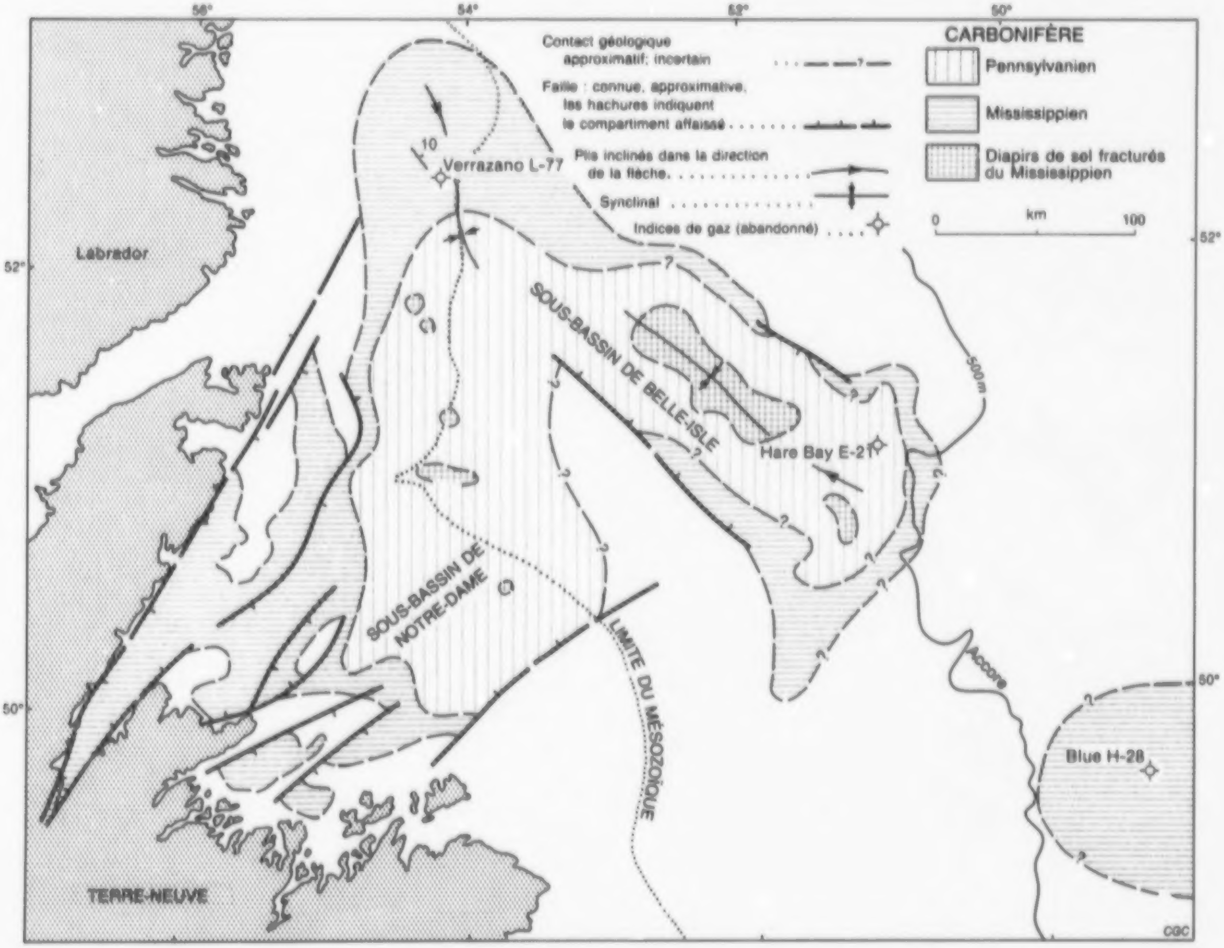


Figure 4-13. Distribution des roches carbonifères dans les sous-bassins du bassin St. Anthony, au large de la côte nord-est de Terre-Neuve. Une carte isochrone structurale a été fournie par la société BP Canada et ses partenaires aux fins de compilation.

la réflectance de la vitrinite mesurée sur des concentrations de matière organique a indiqué la présence de particules de houille caractérisées par un niveau de réflectance (Ro) supérieur à 5,0 %. Bien que ces fragments de houille de rang élevé aient une dimension d'environ 0,2 mm, rien n'indique s'ils proviennent de couches ou filons houillers, ou se présentaient sous forme de particules disséminées (M.P. Avery, communication personnelle, 1986).

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Dans la présente section, la tectonique régionale est décrite du point de vue des mégaséquences paléozoïques reconnues dans les bassins extracôtiers de l'Est du Canada. L'étude se limite à la déformation antérieure au Mésozoïque.

L'étendue approximative des roches paléozoïques est illustrée sur les cartes géologiques qui combinent la distribution des affleurements sur le fond marin avec la configuration des sous-affleurements, lorsque les unités sont enfouies au-dessous des couches mésozoïques et tertiaires (fig. 4-7, 4-12, 4-13, 4-14). La configuration des sous-affleurements est déterminée d'après la disposition des couches telle que déduite des diagraphies au pendagemètre, mais est simplifiée. Les structures mésozoïques et ultérieures sont omises. L'accent est mis sur la continuité des unités d'un puits à l'autre. Il est clair que la configuration réelle est beaucoup plus complexe, en particulier dans la région des Grands Bancs (voir par exemple la figure 5 dans l'ouvrage de Wade, 1981). Dans les régions d'affleurements, ces cartes structurales synthétiques décrivent la distribution et la structure des roches paléozoïques sur le fond marin. Dans les régions de sous-affleurements, elles nous présentent de façon simplifiée l'aspect des séquences paléozoïques avant leur enfouissement au Mésozoïque.

Une interprétation sismique détaillée nous permettra peut-être de mieux comprendre l'étendue et la configuration des unités paléozoïques enfouies, mais sans un meilleur contrôle par les puits, de nombreuses incertitudes subsisteront.

Structures du Paléozoïque précoce

Le flanc nord du bassin d'Anticosti constitue actuellement un homoclinal de pendage sud qui s'épaissit en direction du sud (fig. 4-2); il est probable que cette inclinaison des

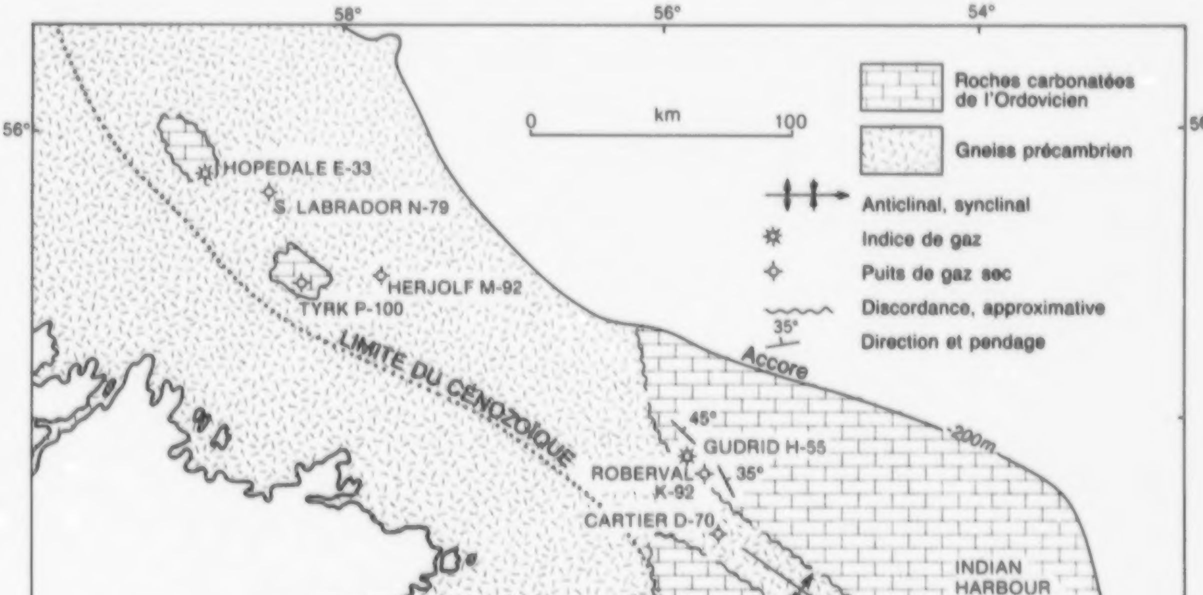


Figure 4-14. Carte des sous-affleurements pré-mésozoïques de la partie sud de la plate-forme du Labrador.

couches représente une réponse à la subsidence des marges durant l'accumulation des roches du Paléozoïque inférieur. La marge sud, conservée dans l'ouest de Terre-Neuve, contient des indices d'un charriage taconique vers le nord-ouest (Williams, 1979) qui, d'après la modélisation des bassins d'avant-pays (Beaumont, 1981), a sans doute contribué à la subsidence de ce bassin. La mise en place de ces klippes taconiques et des mélanges associés, dans l'ouest de Terre-Neuve, est étudiée en détail au chapitre 2.

Dans le sud de la plate-forme du Labrador, les données obtenues avec un pendagemètre montrent que les roches carbonatées ordoviciennes ont été plissées en formant un anticlinorium de direction générale nord-ouest (fig. 4-14). Des roches carbonatées de pendage nord-est, dans les puits Roberval K-92, Gudrid H-55 et Indian Harbour M-52, font place au sud-ouest à des gneiss précambriens dans le puits Cartier D-70. Par contre, les roches carbonatées dans le puits Freydis B-87 présentent un pendage sud-ouest. La présence d'un anticlinorium pré-crétacé, dont les sédiments du Paléozoïque inférieur auraient été érodés au niveau de la charnière, s'harmonise bien aux données disponibles, même si la configuration des sous-affleurements est peut-être plus complexe (fig. 4-14). Toutefois, la phase de plissement n'est peut-être pas paléozoïque. Les roches carbonatées ont une direction approximativement parallèle à la marge actuelle de la plate-forme, et ont donc peut-être subi un basculement durant les premiers stades du rifting survenu pendant le Mésozoïque, avec ouverture de la mer du Labrador (Grant, 1975; Srivastava et al., 1981).

Dans le détroit de Davis, les profils de levés de sismique-réflexion monocanal montrent que les calcaires ordoviciens sont plissés selon des axes nord-sud. Il semble que cette déformation ait eu lieu avant l'enfouissement des calcaires sous les roches du Mésozoïque et du Tertiaire (MacLean et al., 1977, 1978).

Sur la plate-forme d'Avalon, entre la péninsule d'Avalon et les hauts-fonds Virgin, les profils de sismique-réflexion monocanal indiquent que les roches ordoviciennes et siluriennes sont légèrement plissées, approximativement selon des axes d'orientation nord (Durling et al., 1987; King et al., 1986). Grant (1972) a illustré ce type de plissement dans son profil G-H. Le plissement est ouvert, et son style s'apparente sans doute à celui du plissement acadien, qui a donné naissance aux fenêtres nord-sud de dépôts de plate-forme du Paléozoïque inférieur, qui, à terre, recouvrent les sédiments précambriens de la péninsule d'Avalon (McCartney, 1969; Keppie, 1982). Au large, les couches plissées ordoviciennes et siluriennes sont tronquées et recouvertes en discordance par des couches rouges d'âge probablement dévonien sur la plate-forme d'Avalon. Ceci indique que le plissement date de l'Acadien (fig. 4-12). Il peut aussi y avoir des failles, mais peu de déplacements horizontaux sont identifiables sur les profils

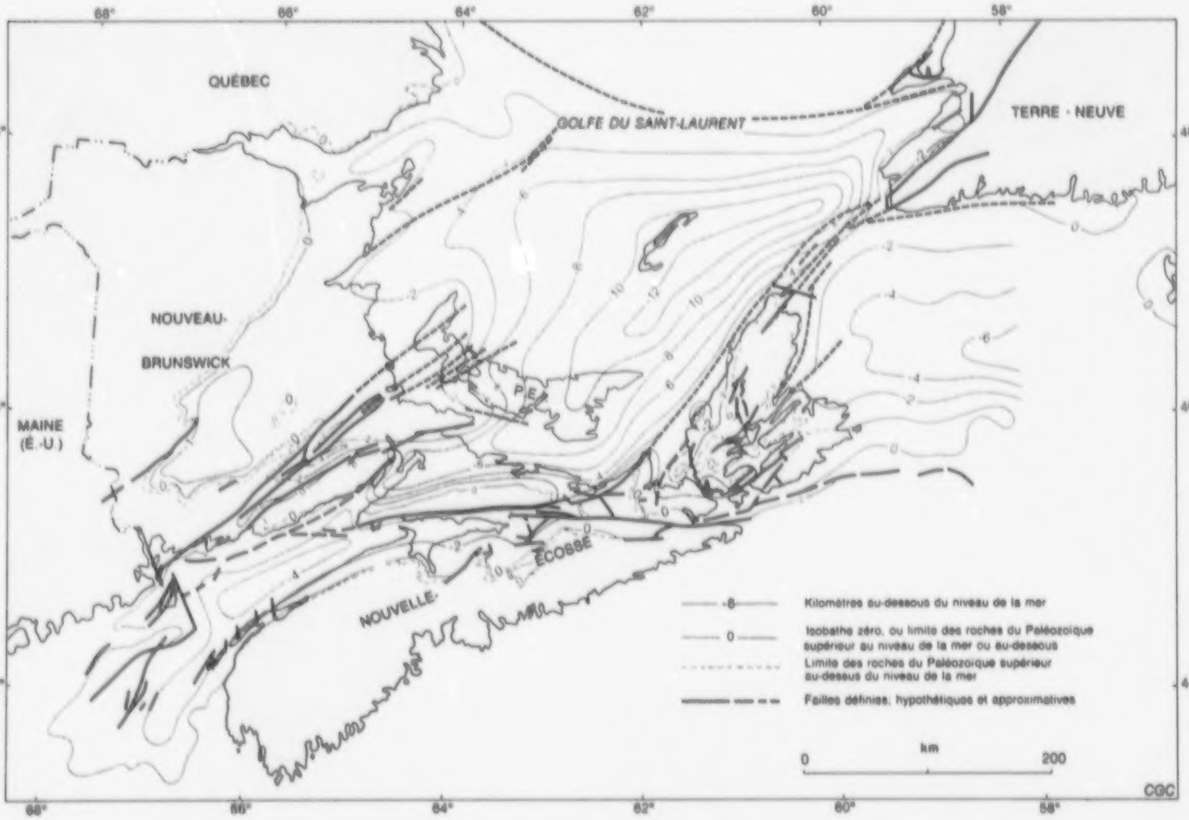


Figure 4-15. Profondeur de la base du Paléozoïque supérieur dans le bassin de la Madeleine.

de sismique-réflexion monocanal (Durling et al., 1987). Dans le sud des Grands Bancs, seuls trois puits traversent les roches du Paléozoïque inférieur, donc les données ne suffisent pas pour que la nature ou la chronologie de la déformation puissent être déterminées.

Cependant, il semble que le plissement acadien ait modifié le Groupe de Meguma sur la plate-forme Néo-Écossaise. C'est ce que démontrent les anticlinaux et synclinaux de direction générale est-nord-est, qui ont été cartographiés sur le fond marin (fig. 4-7) grâce à des levés de sismique-réflexion, levés par sonar à balayage latéral, levés gravimétriques et à des carottes du fond marin (King et MacLean, 1976). Des indices de ce plissement ont aussi été rencontrés dans plusieurs puits. Les diagraphies au pendagemètre effectuées dans les puits Wyandot E-53 et Fox I-22 ont permis d'établir que les métasédiments du Groupe de Meguma présentaient une direction nord-ouest, et suggèrent, qu'à petite échelle, les couches ont subi un plissement complexe. Ces conclusions s'appliquent sans doute également au puits Argo F-38. En Nouvelle-Écosse, le Groupe de Meguma est traversé par des intrusions granitiques postérieures à la phase de plissement, dont l'âge, déterminé par les méthodes radiométriques, se situe entre 300 et 372 Ma (Cormier et Smith, 1973; Clarke et Halliday, 1980; Reynolds et al., 1981; MacDonald et Clarke, 1985).

Une datation K/Ar de 359 ± 12 Ma a été effectuée à partir d'un concentré de biotite provenant de déblais de forage d'une granodiorite, sur l'intervalle 2 319,4 – 2 322,5 m de profondeur du puits Ojibwa E-07 (L.F. Jansa, communication personnelle, 1985). Toutes les roches granitiques recoupées en subsurface sur la plate-forme Néo-Écossaise seraient des intrusions acadiennes semblables à celles qui affleurent à terre en Nouvelle-Écosse.

Structures du Paléozoïque tardif

Les dépôts les plus épais et les plus étendus de l'Est du Canada sont ceux qui comblent le bassin de la Madeleine dans le golfe du Saint-Laurent et se prolongent sur les terres émergées environnantes (fig. 4-15). Les profils sismiques et les estimations des épaisseurs de sel indiquent que le bassin contient jusqu'à 12 km de sédiments du Paléozoïque supérieur, la région axiale se situant à l'est des Îles-de-la-Madeleine.

Dans le golfe du Saint-Laurent, les roches du Paléozoïque inférieur et les unités plus anciennes sont masquées par une épaisse accumulation de sédiments qui constitue probablement un recouvrement transgressif. Le développement d'une configuration complexe de failles dans les unités antérieures au Paléozoïque supérieur, qui a mené

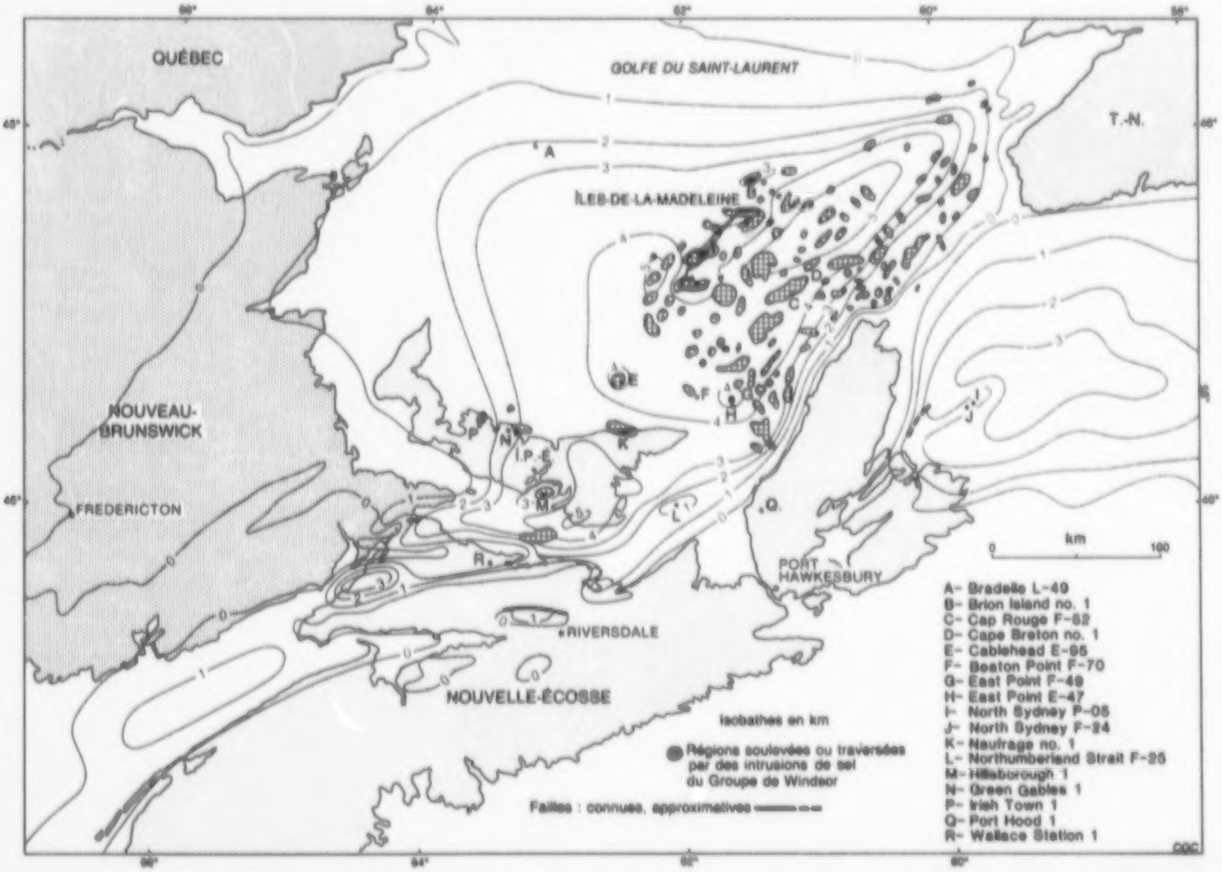


Figure 4-16. Carte isopaque des groupes de Cumberland et de Pictou dans le bassin de la Madeleine.

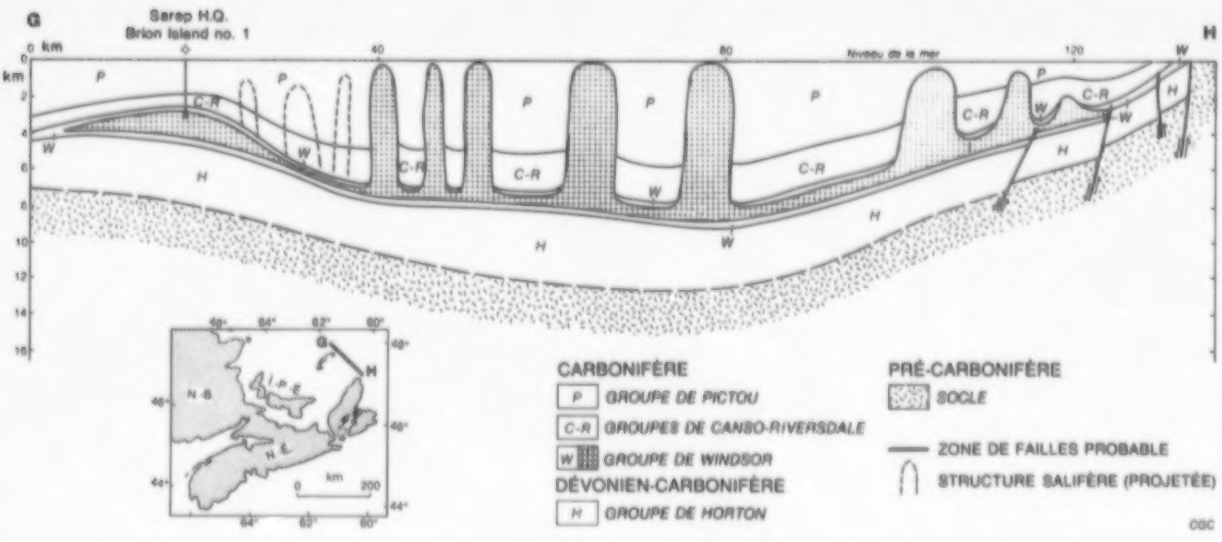


Figure 4-17. Coupe montrant les structures salifères dans le bassin de la Madeleine (d'après le rapport de 1972, non publié, de la Murphy Oil Co. Ltd., et le rapport interne de 1971, non publié, de la Catalina Exploration and Development Ltd.).

au développement de horsts et de grabens, est caractéristique du régime structural des terres émergées (Keppie, 1982). Des structures similaires sont identifiables sur les profils sismiques traversant les régions littorales au nord du Cap-Breton et dans le détroit de Northumberland. Un terrain faillé de façon comparable occuperait le sous-sol du bassin de la Madeleine, toutefois, les failles n'apparaissent pas à la figure 4-15 en raison de la qualité médiocre des données sismiques. La figure 4-15 représente une interprétation préliminaire de la surface structurale dans le golfe du Saint-Laurent, avant la mise en place du Groupe de Horton, et indique l'étendue probable et très approximative du remblai du bassin. L'axe du bassin a une direction nord-est, et la zone de dépôt maximal se situe à proximité des Îles-de-la-Madeleine.

Les profils de sismique-réflexion illustrent aussi la vaste étendue des dépôts de sel du Paléozoïque supérieur dans le bassin de la Madeleine. Localement, des failles du socle ont été identifiées au-dessous de la séquence salifère du Groupe de Windsor. Il est également possible d'associer à des ajustements survenant dans le socle lui-même un important fluage du sel et un diapirisme intrusif dans les strates sus-jacentes. La figure 4-16 représente une interprétation préliminaire de l'étendue et de l'épaisseur des groupes de Cumberland et de Pictou dans le golfe du Saint-Laurent. Lors du dépôt, l'axe de la sédimentation était également centré sur les Îles-de-la-Madeleine et la partie est de l'Île-du-Prince-Édouard; la carte délimite aussi le champ de diapirs de sel du Groupe de Windsor dans la partie sud-est des Îles-de-la-Madeleine (Howie, 1984). La coupe schématique présentée à la figure 4-17 illustre la structure régionale. À l'extrémité ouest, la coupe traverse le puits Brion Island No. 1, qui se termine dans un « coussin » de sel du Groupe de Windsor. Trois structures diapiriques, à l'extérieur du plan de coupe, sont représentées par des tiretés et la figure montre, dans la partie plus profonde du bassin, des diapirs identifiés dans des profils sismiques qui traversent les sédiments des groupes de Windsor, de Canso, de Riversdale et de la majeure partie du Groupe de Pictou. La marge est du bassin est faillée et n'est que légèrement affectée par le diapirisme salifère. Le bassin de la Madeleine semble séparé du bassin de Sydney par une arche du socle (carte 1707A, en pochette), qui serait constituée de couches soulevées du Précambrien et du Cambrien inférieur (Howie, 1984).

Le bassin extracôtier de Sydney contient d'épaisses séquences du Groupe de Pictou. Ces roches affleurent sur le fond marin, et ont été recoupées dans les puits North Sydney F-24 et North Sydney P-05 (fig. 4-16) et dans des forages extracôtiers d'un programme d'exploration houillère (Hacquebard, 1983). Les deux puits North Sydney ont aussi recoupé des roches clastiques des groupes de Canso et de Riversdale, mais ni l'étendue de ces roches plus à l'est ni la nature des terrains sous-jacents ne sont connues. Les quelques données sismiques disponibles ne suggèrent pas que le bassin de Sydney soit déformé par des diapirs, et il est difficile de dire si les groupes de Windsor et de Horton s'étendent du Cap-Breton jusqu'au sud des Grands Bancs.

Les roches pré-mésozoïques des Grands Bancs présentent un relief structural considérable, en raison de la formation d'une série de bassins d'effondrement en subsidence rapide au Mésozoïque (Amoco et Imperial, 1973; voir le chapitre 6). Les puits Hermine E-94, Gannet O-54, Razorbill F-54, Sandpiper 2J-77 et Phalarope P-62, ainsi que le carottage Pan-American 10C (fig. 4-12) ont recoupé des roches du Paléozoïque supérieur et la distribution des unités sous-affleurantes suggère l'existence d'un bassin structural de direction est, de 150 km de large, au sud de la péninsule d'Avalon. Ce bassin contient des roches contemporaines des groupes de Horton, de Windsor, de Canso et de Riversdale (Avery et Bell, 1985). Les pendages discordants observés dans le puits Hermine E-94 suggèrent que les grès de pendage ouest du Groupe de Pictou reposent en discordance sur les grès et conglomérats de pendage est du Groupe de Riversdale. Ces grès du Groupe de Pictou pourraient constituer la bordure est d'une couverture de roches du Carbonifère supérieur qui s'étendrait vers l'est

à partir du Cap-Breton, à travers le bassin de Sydney (Avery et Bell, 1985).

Des couches rouges du Paléozoïque supérieur affleurent probablement aussi sur le fond marin à l'est de la péninsule d'Avalon, dans la partie sud-est de Terre-Neuve (fig. 4-12). Des enregistrements sismiques monocanaux suggèrent que ces couches rouges comblent un synclinal légèrement affaissé et reposent en discordance sur des roches à plis plus serrés, du Paléozoïque inférieur (Durling et al., 1987). Ce synclinal de direction nord, qui contiendrait des roches clastiques continentales du Dévonien, semble séparé du bassin plus étendu, du Paléozoïque tardif, situé au sud.

Des sédiments du Carbonifère remplissent le bassin St. Anthony sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, et s'étendent à travers la partie sud de la plate-forme du Labrador. Ils sont plissés, faillés, et traversés par des intrusions de sel (Haworth et al., 1976a, b). Dans la partie sud du bassin (fig. 4-13), plusieurs failles de direction nord-est sont associées à des plis de direction similaire. Plus au nord, où des roches du Carbonifère supérieur affleurent, on estime que les plis ont une direction générale nord et nord-nord-ouest, bien que l'espacement de 15 à 35 km des profils sismiques ne permette pas de cartographier avec certitude la continuité structurale. Quelques-uns des plis qui affectent l'unité sommitale du Mississippien-Pennsylvanien sont tronqués par des roches subhorizontales du Crétacé et du Tertiaire, qui forment un dépôt transgressif discordant sur le sous-bassin de Notre-Dame, situé sur la plate-forme externe (fig. 4-13). Il existe aussi des diapirs de sel, ainsi que plusieurs structures d'effondrement, qui sont peut-être le résultat du retrait du sel. De toute évidence, le plissement est antérieur au Crétacé, et s'est peut-être produit durant le Paléozoïque tardif, surtout s'il est associé à un mouvement du sel en profondeur. Haworth et al. (1976b) ont présenté une configuration spatiale des plis, des failles et des affleurements compatible avec l'interprétation selon laquelle l'unité sommitale du Mississippien-Pennsylvanien reposerait en discordance sur les roches plus anciennes, précédemment déformées, du Carbonifère. Si c'est le cas, leur carte présente une synthèse détaillée des plis, des failles et de l'érosion développés au Carbonifère moyen, en plus du plissement postérieur qui a aussi affecté l'unité sommitale du Mississippien-Pennsylvanien.

Dans le sud de la plate-forme du Labrador, les roches carbonifères sont également présentes dans le sous-bassin de Belle Isle au-dessous du biseau de roches crétacées et tertiaires (Cutt et Laving, 1977). Ces roches comblent un bassin structural sous-affleurant qui se prolonge peut-être vers le sud-ouest pour rejoindre le sous-bassin de Notre-Dame (fig. 4-13). Alors que des profils de sismique-réflexion monocanal n'ont donné qu'un aperçu très schématique de la structure du sous-bassin de Notre-Dame à des profondeurs relativement faibles, les données de sismique-réflexion multicanal ont, pour leur part, révélé la configuration du sous-bassin de Belle Isle de façon très détaillée. Cutt et Laving (1977) estiment que les sédiments conservés dans le sous-bassin de Belle Isle ont une puissance de plus de 4 500 m. La figure 4-13 illustre un bassin sous-affleurant d'environ 100 km de large et de plus de 200 km de long, dont le grand axe est aligné dans une direction nord-ouest. De nombreux diapirs à noyau de sel sont présents, dont un grand nombre montrent un effondrement par dissolution (Cutt et Laving, 1977, fig. 4-6 de leur ouvrage). Ces diapirs remontent au travers des couches jusqu'à une paléosurface pré-mésozoïque, ou bien ont été soumis à l'érosion au niveau de cette surface. Un anticlinal de direction générale nord-est, qui contient peut-être un diapir dans sa partie centrale, traverse l'extrémité sud-est du sous-bassin de Belle Isle, près du puits Hare Bay E-21. À part cette structure, la cuvette présente une flexure plutôt uniforme, même si son flanc nord-est a un pendage plus prononcé que son versant sud-ouest. Les diapirs de sel sont concentrés dans la partie centrale du bassin.

Une subsidence post-sédimentaire et synsédimentaire a peut-être touché les roches carbonifères du sous-bassin de Belle Isle. Il peut également y avoir une discordance à l'intérieur du Carbonifère comme celle qui a été suggérée précédemment pour le bassin St. Anthony. Les profils sismiques présentés par Cutt et Laving (1977, fig. 6, 7) indiquent l'existence de discordances entre les réflexions. Si les sous-bassins de Notre-Dame et de Belle Isle sont effectivement reliés, il est difficile de dire de quelle façon. Ils semblent constituer des bassins structuraux séparés, scindés par une hauteur de direction générale nord-ouest, approximativement parallèle à l'accore actuel (fig. 4-13). Comme l'anticlinorium pré-crétacé qui affectent les roches carbonatées ordoviciennes au nord, cette hauteur et le sous-bassin de Belle Isle sont peut-être des structures associées au rift mésozoïque.

Des sédiments du Carbonifère ont aussi été identifiés au-dessous de 5 505 m dans le puits Blue H-28, qui a été foré dans une profondeur d'eau de 1 500 m au large de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve (fig. 4-13). Le contexte structural de ces sédiments est inconnu (voir Grant et McAlpine, Chapitre 6).

TECTONIQUE

Au moins quatre mégaséquences du Paléozoïque sont identifiables sur la marge continentale de l'Est du Canada: une séquence carbonatée-clastique de plate-forme du Paléozoïque inférieur; une séquence clastique du Paléozoïque inférieur; une séquence turbiditique de Meguma, accompagnée d'intrusions granitiques de l'Acadien; et une séquence de couches rouges et d'évaporites du Paléozoïque supérieur, en grande partie continentale (fig. 4-1).

La séquence carbonatée-clastique de plate-forme du Paléozoïque inférieur constitue le prolongement vers l'est des assemblages de la plate-forme du Saint-Laurent de la région centrale du Canada et du bassin du Michigan. Ces roches se sont déposées sur une marge passive du Paléozoïque précoce, et se sont accumulées autour de la bordure occidentale de l'océan Iapetus du Cambrien-Ordovicien (Rodgers, 1968; Keen et al., Chapitre 2). Elles se prolongent dans la partie sud de la plate-forme du Labrador, et ont peut-être été autrefois reliées aux roches carbonatées de la région du détroit de Davis. Sur les terres émergées, à Terre-Neuve, les unités équivalentes se situent dans la zone de Humber (Williams, 1979). Durant le Cambrien et l'Ordovicien précoce, le fond de l'océan Iapetus a été englouti par la subduction vers l'est de la lithosphère océanique. Durant l'Ordovicien moyen, la marge passive de l'Amérique du Nord est entrée en collision avec un arc insulaire, et a été chevauchée par des nappes de charriage taconiques contenant divers types de roches (Colman-Sadd, 1982). Ces allochtones taconiques ont surchargé la lithosphère et de ce fait engendré un mouvement flexural, provoquant la subsidence et le comblement du bassin

d'Anticosti (Keen et al., Chapitre 2). Sur les terres émergées, à Terre-Neuve, la zone de Humber fait place au sud-est aux zones de Dunnage, de Gander et d'Avalon (fig. 4-18). La paléogéographie de ces zones n'est pas connue comparativement à celle du craton de l'Amérique du Nord. Les données géophysiques régionales obtenues dans les régions extracôtières (Haworth, 1981) nous suggèrent que les zones de Dunnage et de Gander s'étendent vers le nord-est à travers la plate-forme nord-est de Terre-Neuve. Aucun puits des régions en question n'a traversé de roches du Paléozoïque inférieur. Toutes les roches clastiques de plate-forme du Paléozoïque inférieur qu'ont recoupées les puits de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve et des Grands Bancs se situent à l'intérieur du prolongement marin de la zone d'Avalon, où elles constituent probablement la partie supérieure de la séquence du Paléozoïque inférieur des terres émergées (Durling et al., 1987). Le Groupe de Meguma semble être un terrain allochtone (Schenck, 1981), de sorte que la zone de géofracture de Minas était sans doute à l'origine une cicatrice formée à la suite de la collision de plaques. Selon Schenck (1981), la portion de la marge continentale de l'Est du Canada recouvrant actuellement le Groupe de Meguma et les strates sus-jacentes apparentées se serait initialement formée dans la partie nord de l'Amérique du Sud ou dans la partie nord-ouest de l'Afrique. Elle se serait jointe par accrétion à l'Amérique du Nord vers la fin du Dévonien précoce. La mise en place de plutons de granitoïde aurait ensuite eu lieu dans toutes les zones tectoniques situées à l'est de la marge de l'Amérique du Nord du Paléozoïque précoce, durant l'orogenèse acadienne (Dévonien). Le mécanisme de la mise en place fait encore l'objet de discussions.

Les couches rouges et évaporites du Paléozoïque supérieur reposent en discordance sur chacune des trois séquences du Paléozoïque inférieur identifiées précédemment, et occupent une série d'« épieugéosynclinaux ». Le plus vaste et le plus profond est le bassin de la Madeleine. La séquence est aussi présente dans plusieurs dépressions structurales conservées au large de Terre-Neuve, mais est absente de la plate-forme du Labrador.

Haworth (1981) a établi une corrélation entre les structures calédoniennes et appalachiennes, en utilisant les caractéristiques géophysiques régionales de zones tectoniques identifiées dans les deux orogènes. Pour cela, il a cherché à faire coïncider les grands linéaments, non à harmoniser la paléogéographie ou les limites hypothétiques, déduites des interprétations. Haworth a constaté qu'il n'était pas possible de faire coïncider les deux bords de l'océan Atlantique sans introduire une importante flexure latérale dextre entre les systèmes orogéniques (fig. 4-18). Cette flexure est parallèle à la déviation à travers les Grands Bancs que montrent les linéations magnétiques de direction générale nord-est, qui sont attribuables à des structures acadiennes. Les données que contient le présent article sur le Paléozoïque précoce sont compatibles avec la reconstitution de Haworth, mais insuffisantes pour y apporter des modifications. Il est à espérer qu'une meilleure compréhension de la tectonique d'accrétion du Paléozoïque précoce, combinée à l'information fournie par les levés de sismique-réflexion à grande profondeur, permettra de corréler ces zones les unes aux autres, avec de plus en plus de précision, dans les années à venir.

Il n'est pas nécessaire d'invoquer un effet de flexure pour corréler les strates du Paléozoïque supérieur. La figure 4-19 montre l'étendue des roches carbonifères sur les deux marges de l'Atlantique Nord. Comme l'ont démontré Cutt et Laving (1977), le sous-bassin de Belle Isle se situe presque en face d'une séquence évaporitique, identifiée par Bailey (1975), sur la partie ouest de la plate-forme irlandaise. Wilson (1981) a démontré que la concordance était bonne, et qu'il ne paraissait pas nécessaire de procéder à des décalages stratigraphiques importants.

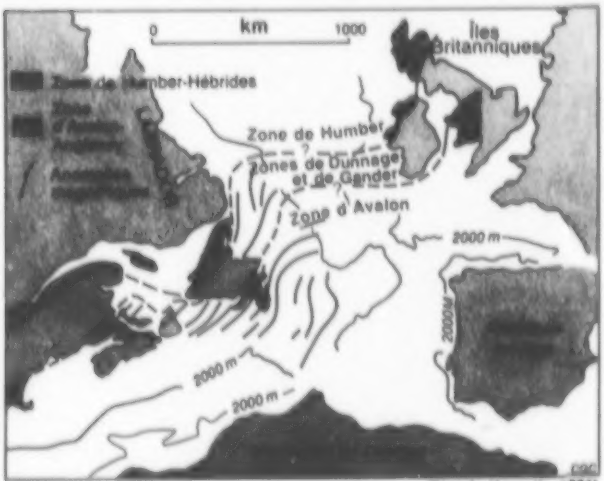


Figure 4-18. Configuration structurale des Appalaches et des Calédonides dans la région de l'Atlantique Nord, avant l'ouverture de l'océan Iapetus (d'après Haworth, 1981).

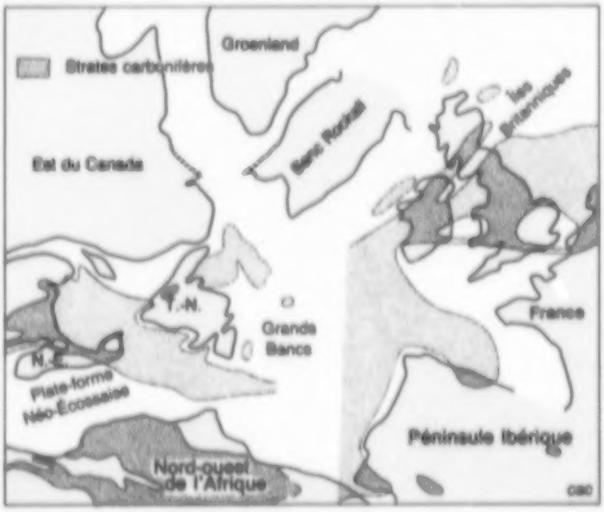


Figure 4-19. Strates carbonifères (pointillé rouge) de la région de l'Atlantique Nord dans leur configuration antérieure à la dérive continentale (d'après Wilson, 1981; Ziegler, 1982).

REMERCIEMENTS

Les auteurs expriment leurs remerciements à la BP Canada Resources Inc. et à Petro Canada Inc. ainsi qu'à leurs associés, qui ont fourni des interprétations sismiques de certaines parties de la plate-forme du Labrador. De l'information non publiée a aussi été fournie par la Mobil Oil Canada Ltd., M.S. Barss et B. MacLean. Les auteurs remercient de leur aide R.C. Boehner, K.S. Crosby, W.A.M. Jenkins, J.D. Keppie, A.F. King, H.G. Miller, P.E. Schenck, P. Sherrington, et H. Williams, et expriment leur reconnaissance à leurs collègues A.C. Grant, G.B. Fader, L.F. Jansa, C.E. Keen, B.V. Sanford, S.P Srivastava et G. Stockmal. Ce chapitre a été revu par B.V. Sanford et H. Williams.

RÉFÉRENCES

Amoco Canada Petroleum Company Ltd. and Imperial Oil Ltd.
1973 : Regional geology of the Grand Banks; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 479-503.

Anderle, J.P., Crosby, K.S., and Waugh, D.C.E.
1979 : Potash and Salt Springs, New Brunswick; Economic Geology, v. 74, p. 389-396.

Avery, M.P., and Bell, J.S.
1985 : Vitrinite reflectance measurements from the South Whale Basin, Grand Banks, Eastern Canada and implications for hydrocarbon exploration; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 51-57.

Bailey, R.J.
1975 : Sub-Cenozoic geology of the British continental margin (50°N to 57°N) and the reassembly of the North Atlantic Late Paleozoic supercontinent; Geology, v. 3, p. 591-594.

Ballard, R.D. and Uchupi, E.
1975 : Triassic rift structure in Gulf of Maine; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 1041-1072.

Barnett, D.E.
1984 : Potash production in New Brunswick; Fertilizer International, September 6, no. 186, p. 38-43.

Barr, S.M., Brisebois, D., and MacDonald, A.S.
1985 : Carboniferous volcanic rocks of the Magdalen Islands, Gulf of St. Lawrence; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1679-1688.

Barss, M.S., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1979 : Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Beaumont, C.
1981 : Foreland basins; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 65, p. 291-329.

Bell, W.A.
1929 : Horton-Windsor district, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 155, 268 p.
1944 : Carboniferous rocks and fossil floras of northern Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 238, 277 p.
1958 : Possibilities for occurrence of petroleum reservoirs in Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines, Miscellaneous Publication, 177 p.

Blanchard, M-C., Jamieson, R.A., and More, E.B.
1984 : Late Devonian-Early Carboniferous volcanism in western Cape Breton Island, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 762-774.

Boehner, R.C.
1983a : Windsor Group salt and potash in Nova Scotia, Canada; Sixth International Symposium on salt, The Northern Ohio Geological Society Inc., v. 1, p. 99-113.
1983b : Carboniferous, basin studies, salt, potash, celestite and barite : New exploration potential in the Sydney Basin, Cape Breton Island; Eighth Annual Open House and Review of Activities, November 28-29; Information Series No. 7, p. 75-77.

BP Canada
1978 : Indian Harbour M-52 : well history report, BP Columbia et al.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada, 21 p.
1979 : Hare Bay E-21 : Well History Report, by BP Columbia et al.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada, 79 p.

Bradley, D.C.
1982 : Subsidence in late Paleozoic basins in the Appalachians; Tectonics, v. 1, p. 107-123.

Chevron Standard Ltd.
1978 : Hopedale E-33 : Well History Report by, Chevron et al.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Canada, 26 p.

Clarke, D.B. and Halliday, A.N.
1980 : Strontium isotope geology of the South Mountain batholith, Nova Scotia; Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 44, p. 1045-1058.

Colman-Sadd, S.P.
1982 : Two stage continental collision and plate driving forces; Tectonophysics, v. 90, p. 263-282.

Cormier, R.F. and Smith, T.E.
1973 : Radiometric ages of granitic rocks, southwestern Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1201-1210.

Crosby, K.S.
1985 : Millstream potash exploration program, Lower Millstream, New Brunswick; in Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, v. 10, p. A12.

Cutt, B.J. and Laving, J.G.
1977 : Tectonic elements and geologic history of the South Labrador and Newfoundland continental shelf, eastern Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 1037-1058.

Durling, P.D., Bell, J.S., and Fader, G.B.
1987 : The geological structure of the Paleozoic rocks on the Avalon Platform, offshore Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, n. 7, p. 1412-1420.

Eastcan Exploration Ltd.
1976a : Freydis B-87 : Well History Report, by Eastcan et al.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada, 42 p.
1976b : Gudrid H-55 : Well History Report, by Eastcan et al.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada, 42 p.
1976c : Verrazano L-77 : Well History Report, Eastcan et al.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada, 32 p.
1979 : Tyrk P-100 : Well History Report by Eastcan et al.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada,, 126 p.

Giles, P.S. and Boehner, R.C.
1979 : Carboniferous stratigraphy of the Shubenacadie and Musquodoboit basins, central Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Open-File Report 410.

Grant, A.C.
1972 : The continental margin off Labrador and eastern Newfoundland : morphology and geology; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1394-1430.
1975 : Geophysical results from the continental margin off southern Baffin Island; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Explorated, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 411-431.

Gussow, W.C.
1953 : Carboniferous stratigraphy and structural geology of New Brunswick, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 37, no. 7, p. 1713-1816.

Hacquebard, P.A.
1983 : Geological development and economic evaluation of the Sydney Coal Basin, Nova Scotia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 71-81.

Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G., and Walters, R.
1982 : A geologic time scale, Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, 131 p.

Haworth, R.T.
1981 : Geophysical expression of Appalachian-Caledonide structures on the continental margins of the North Atlantic; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Ferguson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 429-446.

Haworth, R.T. and Lefort, J.P.
1979 : Geophysical evidence for the extent of the Avalon Zone in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 552-567.

Haworth, R.T., Grant, A.C., and Folinsbee, R.A.
1976a : Geology of the continental shelf of southeastern Labrador, in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 61-70.

Haworth, R.T., Poole, W.H., Grant, A.C., and Sanford, B.V.
1976b : Marine geoscience survey northeast of Newfoundland; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 7-15.

Howie, R.D.
1974 : Report on the stratigraphic analysis of the Paleozoic section the Elf Hermine E-94; Geological Survey of Canada, Eastern Petroleum Geology Subdivision, unpublished Report No. EPGS-STRAT.1-74RDH.
1984 : Carboniferous evaporites in Atlantic Canada; Neuvième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Southern Illinois University Press, v. 3, p. 131-142.
1986a : Windsor Group salt in the Minas Subbasin of Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-10, 29 p.
1986b : Windsor Group salt in the Cumberland Subbasin of Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-11, 11 p.

Howie, R.D. and Barss, M.S.
1975 : Upper Paleozoic rocks of the Atlantic provinces, Gulf of St. Lawrence and adjacent continental shelf; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 35-50.

Howie, R.D. and Cumming, L.M.
1963 : Basement features of the Canadian Appalachians; Geological Survey of Canada, Bulletin 89, 18 p.

Howie, R.D. and Hill, J.V.
1972 : Developments in Eastern Canada in 1971; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 56, no. 7, p. 1193-1204.

Hurst, J.M. and Kerr, J.W.
1982 : Upper Ordovician to Silurian facies patterns in eastern Ellesmere Island and western North Greenland and their bearing on the Nares Strait lineament; in Nares Strait and the Drift of Greenland : A Conflict in Plate Tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience 8, p. 137-146.

Jansa, L.F. and Wade, J.A.
1975 : Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

Jenkins, W.A.M.
1984 : Ordovician rocks in the Eastcan et al. Freydis B-87 and other wells in offshore Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 864-868.

Kane, M.F., Yellin, M.J., Bell, K.G., and Zietz, I.
1972 : Gravity and magnetic evidence of lithology and structure in the Gulf of Maine region; United States Geological Survey, Professional Paper 726-B, 22 p.

Kelley, D.G.
1967 : Baddeck and Whycocomagh map-areas with emphasis on Mississippian stratigraphy on central Cape Breton Island, Nova Scotia (11K/2 and 11F/14); Geological Survey of Canada, Memoir 351, 65 p.

Keppie, J.D.
1982 : Tectonic map of the province of Nova Scotia; Department of Mines and Energy, Nova Scotia.

King, L.H., Fader, G.B., Jenkins, W.A.M., and King, E.L.
1986 : Occurrence and regional setting of Lower Paleozoic sediments on the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 504-526.

King, L.H. and MacLean, B.
1976 : Geology of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 74-31, 31 p.

Kingston, P.W. and Dickie, D.E.
1979 : Geology of New Brunswick potash deposits; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, v. 72, no. 802, p. 134-141.

Legault, J.A.
1982 : First report of Ordovician (Caradoc-Ashgill) palynomorphs from Orphan Knoll, Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1851-1856.

MacDonald, M.A. and Clarke, D.B.
1985 : The petrology, geochemistry and economic potential of the Musquodoboit batholith, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, no. 11, p. 1633-1642.

MacLean, B.
1978 : Marine geological-geophysical investigations in 1977 of the Scott Inlet and Cape Dyer-Frobisher Bay areas of the Baffin Island continental shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 13-20.

MacLean, B. and Falconer, R.K.H.
1979 : Geological-geophysical studies in Baffin Bay and Scott Inlet — Buchan Gulf and Cape Dyer-Cumberland Sound area of the Baffin Island shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 231-244.

MacLean, B. and Williams, G.L.
1983 : Geological investigations of Baffin Island Shelf in 1982; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 309-315.

MacLean, B., Falconer, R.K.H., and Clarke, D.B.
1978 : Tertiary basalts of western Davis Strait : bedrock core samples and geophysical data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 773-780.

MacLean, B., Jansa, L.F., Falconer, R.K.H., and Srivastava, S.P.
1977 : Ordovician strata on the southeastern Baffin Island shelf revealed by shallow drilling; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1925-1939.

MacLean, B., Srivastava, S.P., and Haworth, R.T.
1982 : Bedrock structures off Cumberland Sound, Baffin Island shelf : sample and geophysical data; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 279-295.

MacLean, B., Woodside, J.M., and Girouard, P.
1984 : Geological and geophysical investigations in Jones Sound, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 359-365.

Mamet, B.L.
1970 : Carbonate microfacies of the Windsor Group (Carboniferous), Nova Scotia and New Brunswick; Geological Survey of Canada, Paper 70-21, 121 p.

McCartney, E.D.
1969 : Geology of the Avalon Peninsula, southeast Newfoundland; in North Atlantic — Geology and Continental Drift, ed. W.M. Kay; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 115-129.

Murphy Oil Company Ltd.
1974 : North Sydney P-05 : Well History Report by Murphy et al., Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada, 29 p.

Newman, P.H.
1977 : The offshore and onshore geology and geophysics of the Nares Strait region; its tectonic history and significance in regional tectonics; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 153 p.

Peel, J.S. and Christie, R.L.
1982 : Cambrian-Ordovician platform stratigraphy : correlations around Kane Basin; in Nares Strait and the Drift of Greenland : A Conflict in Plate Tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience 8, p. 117-136.

Poole, W.H.
1967 : Tectonic evolution of Appalachian region of Canada; in Geology of the Atlantic Region, ed. E.R.W. Neale and H. Williams; Geological Association of Canada, Special Paper 4, p. 9-51.

Poole, W.H., Sanford, B.V., Williams, H., and Kelley, D.G.
1970a : Geology of southeastern Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, ed. R.J.W. Douglas; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 5th Edition, p. 228-304.
1970b : Geotectonic correlation chart for southeastern Canada, chart II; in Geology and Economic Minerals of Canada, ed. R.J.W. Douglas; Economic Geology Report 1, 5th Edition, Geological Survey of Canada, Maps and Charts.

Prud'homme, M.
1986 : Salt Mineral Report 34, Canadian Minerals Yearbook 1985; Energy, Mines and Resources Canada, Mineral Policy, p. 51-1 to 51-12.

Quinlan, G.M. and Beaumont, C.
1984 : Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, no. 9, p. 973-996.

Reynolds, P.H., Zentilli, M., and Muecke G.K.
1981 : K-Ar and 40Ar/39Ar geochronology of granitoid rocks from southern Nova Scotia; its bearing on the geological evolution of the Meguma Zone of the Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, no. 2, p. 386-394.

Rodgers, J.
1968 : The eastern edge of the North America continent during the Cambrian and Early Ordovician; in Studies in Appalachian Geology : Northern and Maritime, ed. E-an Zen, W.S. White, J.B. Hadley and J.B. Thompson Jr.; Interscience Publishers, New York, p. 141-149.

Schenk, P.E.
1967 : The significance of algal stromatolites to palaeoenvironmental chronostratigraphic interpretations of the Windsorian stage (Mississippian), Maritime provinces; in Geology of the Atlantic Region, ed. E.R.W. Neale and H. Williams; Geo.ogical Association of Canada, Special Paper 4, p. 229-243.
1981 : The Meguma Zone of Nova Scotia – a remnant of Western Europe, South America, or Africa ?; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Ferguson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 119-148.

Scholle, P.A. and Wenkam, C.R. (ed.)
1982 : Geological studies of the COST Nos. G-1 and G-2 wells, United States North Atlantic outer continental shelf : United States Geological Survey, Circular 861, 193 p.

Shell Canada Resources Ltd.
1976 : North Sydney F-24 : Well History Report by Shell et al.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada, 23 p.

Srivastava, S.P., Falconer, R.K.H., and MacLean, B.
1981 : Labrador Sea, Davis Strait, Baffin Bay : geology and geophysics – a review; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Ferguson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 333-398.

Tucholke, B.E. and Fry, V.A.
1985 : Basement structure and sediment distribution in northwest Atlantic Ocean; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, no. 12, p. 2077-2097.

Umpleby, D.C.
1979 : Geology of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 79-13, 34 p.

Wade, J.A.
1981 : Geology of the Canadian Atlantic margin from Georges Bank to the Grand Banks; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Ferguson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 447-460.

Wade, J.A., Grant, A.C., Sanford, B.V., and Barss, M.S.
1977 : Basement structure, eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1400A, 4 sheets, scale 1 : 2 000 000.

Williams, H.
1978 : Tectonic lithofacies map of the Appalachian Orogen; Memorial University of Ne wfoundland,Map No. 1A.
1979 : Appalachian Orogen in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 792-807.

Wilson, L.M.
1981 : Circum-north Atlantic tectono-stratigraphic reconstruction; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Ferguson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 167-184.

Ziegler, P.A.
1982 : Geological atlas of western and central Europe; Shell Internationaal Petroleum Maatschappij B.V., Elsevier Science Publishing Co., New York, 130 p.

Adresse des auteurs

J.S. Bell
Institut de géologie sédimentaire et pét olière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

R.D. Howie
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dertmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

Imprimé au Canada

Chapitre 5

GÉOLOGIE DE LA MARGE CONTINENTALE DU SUD-EST DU CANADA

Introduction

Physiographie

Partie 1 : La stratigraphie du bassin du banc de Georges et ses rapports avec le bassin Néo-Écossais, par J.A. Wade

Éléments tectoniques

Début du développement géologique

Lithostratigraphie
Discordance de rupture ou événement de base
Séquences antérieures à la discordance de rupture
Séquences postérieures à la discordance de rupture

Potentiel pétrolier et gazier

Remerciements

Partie 2: Considérations sur la géologie du bassin Néo-Écossais d'après de récentes données sismiques et données de puits, par J.A. Wade et B.C. MacLean

Évolution tectonique
Interprétation sismique de la structure Montagnais
Autres occurrences de roches volcaniques

Lithostratigraphie
Sommaire
Lithologie du socle
Trias supérieur et partie inférieure du Jurassique inférieur
Formations d'Eurydice et d'Argo
Formations de Wolfville et de Blomidon
Basalte de North Mountain
La discordance de rupture
Formations d'Iroquois et de Mohican
Formations de Scots Bay et de McCoy Brook
Groupe de Western Bank
Formation d'Abenaki
Formations de Mohawk et de Mic Mac

Discordance d'Avalon
Groupe de Nova Scotia
Formation de Missisauga
Unité Roseway
Formation de Verrill Canyon
Formation de Logan Canyon
Groupe de Gully
Formation de Dawson Canyon
Formation de Wyandot
Formation de Banquereau
Quaternaire

Équivalents distaux des formations de la plate-forme Néo-Écossaise

Structure
Structures salifères
Failles

Surpressions

Occurrences de pétrole et de gaz

Remerciements

Références (première et deuxième parties)

Chapitre 5

GÉOLOGIE DE LA MARGE CONTINENTALE DU SUD-EST DU CANADA

J.A. Wade et B.L. MacLean

INTRODUCTION

Dans le présent chapitre sont décrits deux bassins sédimentaires situés au large de la Nouvelle-Écosse : le bassin du banc de Georges et le bassin Néo-Écossais. Le premier, dont il sera question dans la première partie du chapitre, repose sous la plate-forme continentale externe et se prolonge sous le talus continental au sud-sud-ouest de la Nouvelle-Écosse méridionale. Le bassin Néo-Écossais, qui fera l'objet de la deuxième partie, s'étend du bassin du banc de Georges en direction du nord-est jusqu'à la partie occidentale des Grands Bancs. L'interprétation géologique de ces deux bassins s'appuie essentiellement sur des données obtenues de l'industrie pétrolière.

Même si les deux régions ont connu des évolutions géologiques comparables, sauf peut-être dans leurs premiers stades, et bien qu'elles aient été soumises à l'action érosive des mêmes mers, les roches sédimentaires présentent fréquemment des différences considérables d'un bassin à l'autre, différences attribuables à des variations dans les taux de subsidence et les apports sédimentaires. Les deux bassins sont le théâtre de travaux d'exploration pétrolière depuis plus de vingt ans. Si aucun gisement d'hydrocarbures n'a encore été mis au jour dans le bassin du banc de Georges, plusieurs découvertes de pétrole et de gaz ont été faites dans le bassin Néo-Écossais.

Tout au long du chapitre, les auteurs se sont abstenus de rapporter les âges absolus à l'échelle chronologique de la Décennie de la géologie nord-américaine (Palmer, 1983). Outre qu'elle omet le Rhétien (Étage) du Trias (Système), cette échelle rajuste les âges absolus des étages initiaux du Mésozoïque. Par exemple, la limite entre le Trias et le Jurassique est fixée dans cette échelle à 208 Ma, au lieu de 195 Ma (van Eysinga, 1983). L'utilisation de l'échelle chronologique de la Décennie de la géologie nord-américaine aurait introduit des incohérences majeures dans les datations biostratigraphiques, qui auraient rendu nécessaire une réinterprétation de certains événements géologiques quant à l'âge absolu. En conséquence, les tableaux stratigraphiques et les âges donnés dans le texte seront rapportés à des unités biostratigraphiques plutôt qu'à une échelle absolue.

Wade, J.A. et MacLean, B.C.
1990: Géologie de la marge continentale du sud-est du Canada; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 5, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

La conversion au système métrique dans l'industrie pétrolière a été amorcée au milieu de 1978. Les données d'exploration antérieures à cette date, qui concernent 80 puits du bassin Néo-Écossais, ont donc été obtenues en unités impériales. Les profondeurs mesurées à l'intérieur de ces puits ont été converties au système métrique, constituant ainsi une source possible d'erreur. C'est pourquoi les auteurs ont retenu la formule suivante : quand il est question de données obtenues en unités impériales, les unités métriques sont données en premier, suivies entre parenthèses de leurs équivalents impériaux; quand il est question de données obtenues après la conversion au système métrique, seules les valeurs métriques sont indiquées.

Physiographie

La topographie des régions continentales de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve est dominée par une pénéplaine qui a probablement commencé à se former au Paléozoïque tardif. Cette pénéplaine est constituée d'un ensemble de hautes terres (highlands) et de « moyennes terres » (uplands) parmi lesquelles s'interposent des zones de basses terres. Elle a une altitude moyenne inférieure à 300 m. Les altitudes sont généralement plus fortes au nord-ouest, et la surface s'incline doucement vers le sud-ouest en direction de l'océan Atlantique, conformément à l'inclinaison régionale graduelle de cette partie de la marge continentale.

Le banc de Georges, le plus au sud des bancs de « type canadien » qui sont présents tout le long de la marge atlantique du continent nord-américain, s'étend du chenal Great South à l'ouest jusqu'au chenal Nord-Est à l'est. La profondeur du banc de Georges est en moyenne inférieure à 100 m et atteint moins de 30 m sur le haut-fond de Georges. Entre le banc de Georges et les côtes du Maine et de la Nouvelle-Écosse, se succèdent plusieurs bassins dans lesquels la profondeur dépasse 200 m (fig. 5-1).

La plate-forme continentale au sud-est de la Nouvelle-Écosse, la plate-forme Néo-Écossaise, a une largeur moyenne de 200 km et se situe à une profondeur moyenne d'environ 125 m. Au sud de Terre-Neuve, les Grands Bancs ont jusqu'à 480 km de large et se trouvent à une profondeur moyenne d'environ 90 m. Entre la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs s'interpose le chenal Laurentien, qui est une vaste vallée resserrée dont les glaces ont modifié la forme. La plate-forme Néo-Écossaise et le banc de Georges sont également séparés par un chenal glaciaire, plus petit celui-là, le chenal Nord-Est.

La plate-forme Néo-Écossaise peut être partagée en trois zones physiographiques. La zone interne, qui s'étend

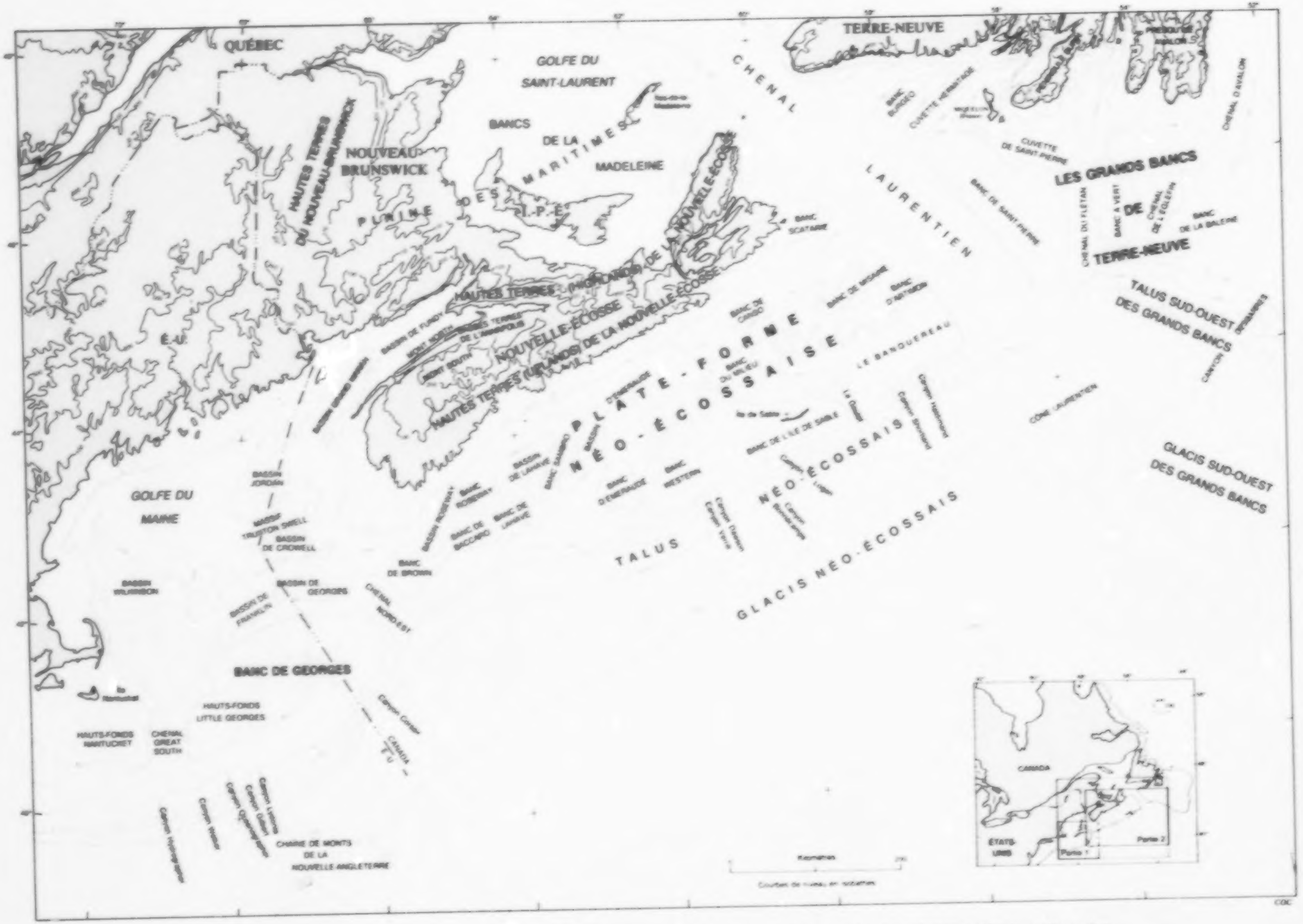


Figure 5-1. Physiographie du sud-est du Canada. La carte index montre les régions décrites dans les parties 1 et 2 du présent chapitre.

de la ligne de rivage jusqu'à la bordure des séquences de plaine côtière, se caractérise par une topographie accidentée. La zone intermédiaire est constituée de bassins généralement larges et comprend, au sud de l'île du Cap-Breton, une série de chenaux profonds et de forme irrégulière qui correspondent à d'anciens lits de cours d'eau (Piper et al., chapitre 10). Finalement, la zone externe renferme une série de bancs sablonneux à surface uniforme; elle est limitée par l'isobathe de 100 m.

La limite entre la plate-forme continentale et le talus continental se trouve approximativement à l'isobathe de 200 m, où le gradient de la pente du fond marin augmente brutalement à plus de 1/40. Le talus continental au large du banc de Georges a un gradient moyen d'environ 1/13, et une grande partie de sa surface est entaillée de canyons sous-marins. Il est recoupé transversalement par l'extrémité occidentale de la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre. À l'ouest du canyon Hydrographer, à l'embouchure du chenal Great South, le talus s'élargit et le gradient est d'à peine 1/25.

Le talus continental adjacent à la plate-forme Néo-Écossaise et à la partie sud-ouest des Grands Bancs se trouve approximativement entre les isobathes de 200 et de 4 000 m. Entre 200 et 2 000 m, le gradient moyen est d'environ 1/17; au-delà de 2 000 m, il diminue à environ 1/35. La partie orientale du talus Néo-Écossais et la partie sud-ouest du talus des Grands Bancs sont recoupées transversalement par de nombreux canyons qui se sont probablement formés au cours du Pléistocène. Le plus grand de ces canyons, Le Goulet, entaille la plate-forme continentale à l'est de l'île de Sable.

PARTIE 1 : LA STRATIGRAPHIE DU BASSIN DU BANC DE GEORGES ET SES RAPPORTS AVEC LE BASSIN NÉO-ÉCOSSAIS

J.A. Wade

Le bassin sédimentaire du banc de Georges repose sous le banc de Georges, à partir du centre jusqu'à son extrémité ouest, et se prolonge sous le talus continental adjacent. L'interprétation de la géologie de cette région s'appuie essentiellement sur de nombreux profils de sismique-réflexion multicanal (fig. 5-2), qui nous renseignent sur le cadre structural, la chronologie des événements tectoniques et l'étendue horizontale des unités lithostratigraphiques. Ces profils ont été employés pour construire une série de cartes structurales et isopaques des principales subdivisions stratigraphiques. La qualité des données varie de passable à très bonne; les données les plus pauvres proviennent de levés effectués en grande partie au début des années 70. Comme elles proviennent de diverses sources, les données manquent de cohérence selon les plans horizontal et vertical et n'ont pas été soumises aux mêmes méthodes de traitement. En outre, l'échelle de représentation d'une bonne partie des données, à partir de l'original sur microfilm, est généralement petite. Il en résulte que la corrélation est souvent mince.

Le volume de données stratigraphiques disponibles est relativement limité compte tenu de l'étendue de la région. Deux puits d'exploration stratigraphique COST (pour Continental Offshore Stratigraphic Tests) et huit puits d'exploration de l'industrie petrolière ont été forés dans une petite section de la partie externe du banc de Georges, et un sondage peu profond a été pratiqué sur l'île Nantucket au large de Cape Cod, dans le Massachusetts (fig. 5-2). À ces données de puits s'ajoutent un faible volume de données provenant d'échantillons prélevés par carottage peu profond et par dragage sur le banc de Georges, ainsi que de deux puits forés par l'industrie dans la partie occidentale de la plate-forme Néo-Écossaise.

Les puits COST G-1 et G-2 permettent d'effectuer des rattachements au quadrillage sismique (Ditty, 1980; Waetjen, 1980; Taylor et Anderson, 1982); celui-ci est lui-même rattaché aux données de la plate-forme Néo-Écossaise par les puits Mohawk B-93 et Bonnet P-23 (Bonnet F-23 à la figure 1, en pochette), au moyen de sismogrammes synthétiques et de diagraphies acoustiques. Ces quatre puits, combinés aux données limitées provenant des puits forés par l'industrie sur le banc de Georges, fournissent un contrôle lithologique et biostratigraphique pour huit horizons sismiques, dont certains ne sont que de nature semi-régionale. La datation biostratigraphique des horizons identifiés dans les puits COST est fondée sur des études approfondies des foraminifères et des ostracodes effectuées par P.A. Ascoli; un résumé en est donné au tableau 5-1. Le contrôle chronologique dans le puits Mohawk provient de Ascoli (1976), Barss et al. (1979) et Doeven (1983).

Parmi les nombreux comptes rendus qui ont été publiés sur divers aspects de la géologie de la région du banc de Georges, seulement quelques-uns constituent des synthèses régionales, comme ceux de Schultz et Grover (1974), Schlee et al. (1976), Wade (1977), Austin et al. (1980), Manspeizer (1981), Klitgord et al. (1982), Schlee et Fritsch (1983), Schlee et al. (1985) et Schlee et Klitgord (1988). Les rapports compilés par Amato et Bebout (1980), Amato et Simonis (1980) et Scholle et Wenkham (1982) au sujet de l'analyse détaillée et de l'interprétation des données des puits COST G-1 et G-2 sont des plus utiles.

ÉLÉMENTS TECTONIQUES

Trois des entités tectoniques majeures de la subsurface du banc de Georges, à savoir le bassin du banc de Georges, l'arche de Yarmouth et la plate-forme de Long Island, ont été décrites pour la première fois par Schultz et Grover (1974). Ces entités majeures (fig. 5-3) sont délimitées par une surface de discordance qui sépare deux séquences de sédiments : d'un côté des sédiments peu déformés du prisme sédimentaire de la marge continentale, datant du Jurassique et plus récents; de l'autre, un socle faillé à grabens contenant ce qui est interprété comme des matériaux

Tableau 5-1. Zonation des foraminifères, ostracodes et calpionelles dans les puits COST G-1 et G-2 du bassin du banc de Georges. Biostratigraphie établie par P.A. Ascoli.

COST NO. G-1

	ÂGE	ASSOCIATIONS DE FORAMINIFÈRES	ASSOCIATIONS D'OSTRACODES
CRÉTACÉ	CAMPANIEN PR.	1030 (pi) *Kyphopyxa christneri* 314 (m)	1030 (pi) 314 (m) *Brachycythere crenulata*
CRÉTACÉ	SANTONIEN	1226 *Marginotruncana coronata* 374	(*Brachycythere crenulata*, suite)
CRÉTACÉ	CONIACIEN	1360 *Marginotruncana renzi* 415	1510 *Schuleridea s.l.* 460
CRÉTACÉ	TURONIEN	1930 *Helvetoglobotr. helvetica* 588	1870 *"Veenia" aff. spoori* 570
CRÉTACÉ	CÉNOMANIEN	2127 *Rotalipora cushmani* 648 2260 *Gavelinella intermedia* 692	2127 ?*"Cythereis" aff. eaglefordensis* + *Schuleridea jonesiana* 648
CRÉTACÉ	APTIEN	2353 *Lenticulina nodosa* 717	2360 *Rehacythereis aff. semiaperta* 718
CRÉTACÉ	BARRÉMIEN	(*Lenticulina nodosa*, suite) 3420 *Epistomina caracolla* 1042	
CRÉTACÉ	HAUTERIVIEN	(*Epistomina caracolla*, suite) 4646 *Epistomina tenuicostata* (partie inférieure) 1416	3580 *Hechticythere hechti* 1091
CRÉTACÉ	VALANGINIEN	5050 *Everticyclammina virguliana* 1539	5080 *Schuleridea aff. praethoerenensis* 1548
CRÉTACÉ	BERRIASIEN	(*Everticyclammina virguliana*, suite)	(*Schuleridea aff. praethoerenensis*, suite)
JURASSIQUE	TITHONIQUE	5330 *Epistomina uhligi* 1625	5380 *Schuleridea sp. 1 Ascoli 1976* 1640
JURASSIQUE	KIMMERIDGIEN	5810 *Neotrocholina solecensis* 1771	5810 *Schuleridea triebeli* 1771
JURASSIQUE	OXFORDIEN	(*Neotrocholina solecensis*, suite) 9887 *Reinholdella aff. crebra* 2985	9140 *Eocytheropteron decoratum* (partie inférieure) 2786
JURASSIQUE	CALLOVIEN	10 080 *Epistomina coronata* 3066	10 080 *Lophocythere interrupta* 3048
JURASSIQUE	BATHONIEN		10 380 *Fabanella bathonica* 3167
JURASSIQUE	(NON DATABLE)		12 310 3752
JURASSIQUE	BAJOCIEN		14 680 *Glyptocythere polita* 4478
	(NON DATABLE)		14 830 4520 16 071 (P.T.) 4899

COST NO. G-2

	ÂGE	ASSOCIATIONS DE FORAMINIFÈRES	ASSOCIATIONS D'OSTRACODES	ZONES DE CALPIONELLES
	(INTERVALLE NON EXAMINÉ)	1100 (pi) 336 (m)		
CRÉTACÉ	TURONIEN	2120 *Helvetoglobotr. helvetica* 646		
CRÉTACÉ	CÉNOMANIEN	2270 *Rotalipora cushmani* + *Gavelinella intermedia* 692	2270 *"Cythereis" aff. eaglefordensis* + *Schuleridea jonesiana* 6921	
CRÉTACÉ	APTIEN	2330-2420 *Lenticulina nodosa* 710-738	2330-2420 *Schuleridea derooi* 710-738	
CRÉTACÉ	BARRÉMIEN	2960 *Conorotalites bartensteini* 902 3280 *Epistomina caracolla* 1003	*Protocythere* 3680 *triplicata* (partie inférieure) 1122	
CRÉTACÉ	HAUTERIVIEN	3919 *Epistomina tenuicostata* 1194	4010 *Hechticythere hechti* 1222 4780 *Hutsonia capelensis* 1457	
CRÉTACÉ	VALANGINIEN	5440 *Lenticulina busnardoi* 1658	5427 *Schuleridea praethoerenensis* 1654	
CRÉTACÉ	BERRIASIEN	5590 *Epistomina aff. minutereticulata* 1704	5590 *Schuleridea juddi* 1704	5530 *Calpionellopsis* 1685 5580 (*No Calpionellids*) 1695 5710 ? *Calpionella alpina* ("acme") 1740
JURASSIQUE	TITHONIQUE	5856 *Epistomina uhligi* 1785	5856 *Schuleridea sp. 1 Ascoli 1976* 1785	5770 *Crassicollaria* 1841 6040
JURASSIQUE	KIMMERIDGIEN	6370 *Planularia tricarinella* 1941 7690 *Alveosepta jaccardi* 2344	6245 *Schuleridea triebeli* 1903 7496 2285 *Eocytheropteron decoratum*	
JURASSIQUE	OXFORDIEN	8660-9677 2639-2949 *Alveosepta jaccardi* ("acme") 10,199 *Epistomina soldanii* 3109	9677 *Terquemula multicostata* 2949	
JURASSIQUE	CALLOVIEN		11 299 *Nophrecythere cf. cruciata cruciata* 3444	
	(NON DATABLE)		12 550 3825 21 874 (P.T.) 6667	

CGC

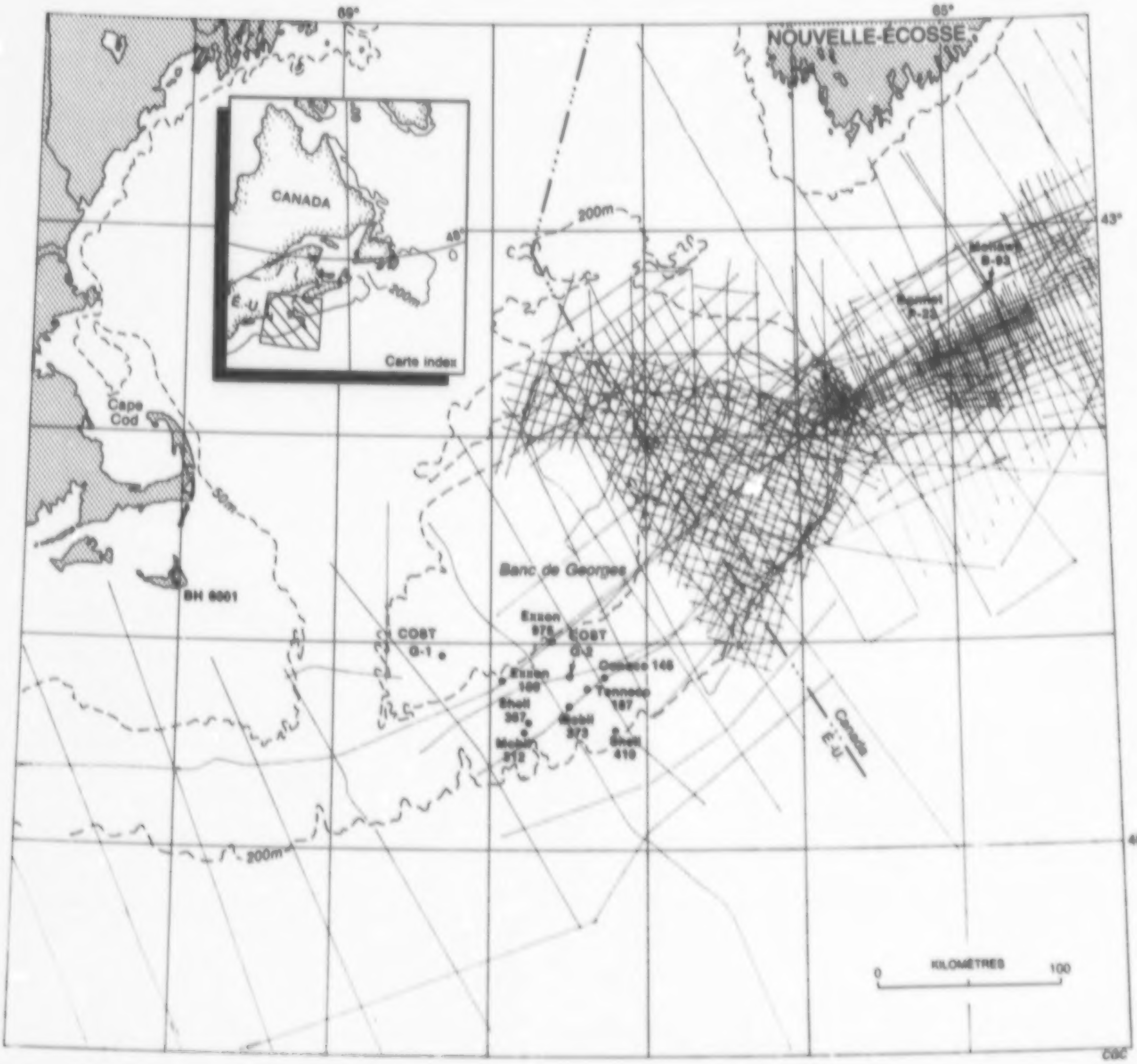


Figure 5-2. Couverture sismique et puits de contrôle du sud-ouest de la Nouvelle-Écosse.

de remplissage sédimentaires du Mésozoïque inférieur ou plus anciens.

Le bassin du banc de Georges est une zone de dépôt maximal semi-fermée du Jurassique qui s'étend sous le banc de Georges au centre et au sud-ouest, et qui se prolonge sous le talus continental adjacent. Son flanc occidental est désigné sous le nom de « plate-forme de Long Island », et sa limite orientale est marquée par l'arche de Yarmouth. L'axe du bassin a une orientation N 30°E et plonge vers le sud-ouest (fig. 5-3). Par ailleurs, son extrémité méridionale n'apparaît pas dans les données sismiques. Durant les tout premiers stades de son développement, ce bassin avait peut-être sa limite méridionale sous le talus ou le glacis continental actuel, mais, durant la majeure partie de son histoire, il formait une baie qui s'ouvrait sur l'océan proto-Atlantique.

Le bassin du banc de Georges a connu sa phase de développement la plus rapide au cours du Jurassique précoce et moyen, des roches silicoclastiques et carbonatées avec des faciès évaporitiques s'y étant déposées sur plus de 4 km d'épaisseur. Ces sédiments sont recouverts de strates plus récentes du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire dont l'épaisseur atteint localement 4 ou 5 km.

Schultz et Grover (1974) ont montré que le bassin du banc de Georges est constitué de sédiments du Jurassique au Tertiaire, qui reposent en discordance sur un socle

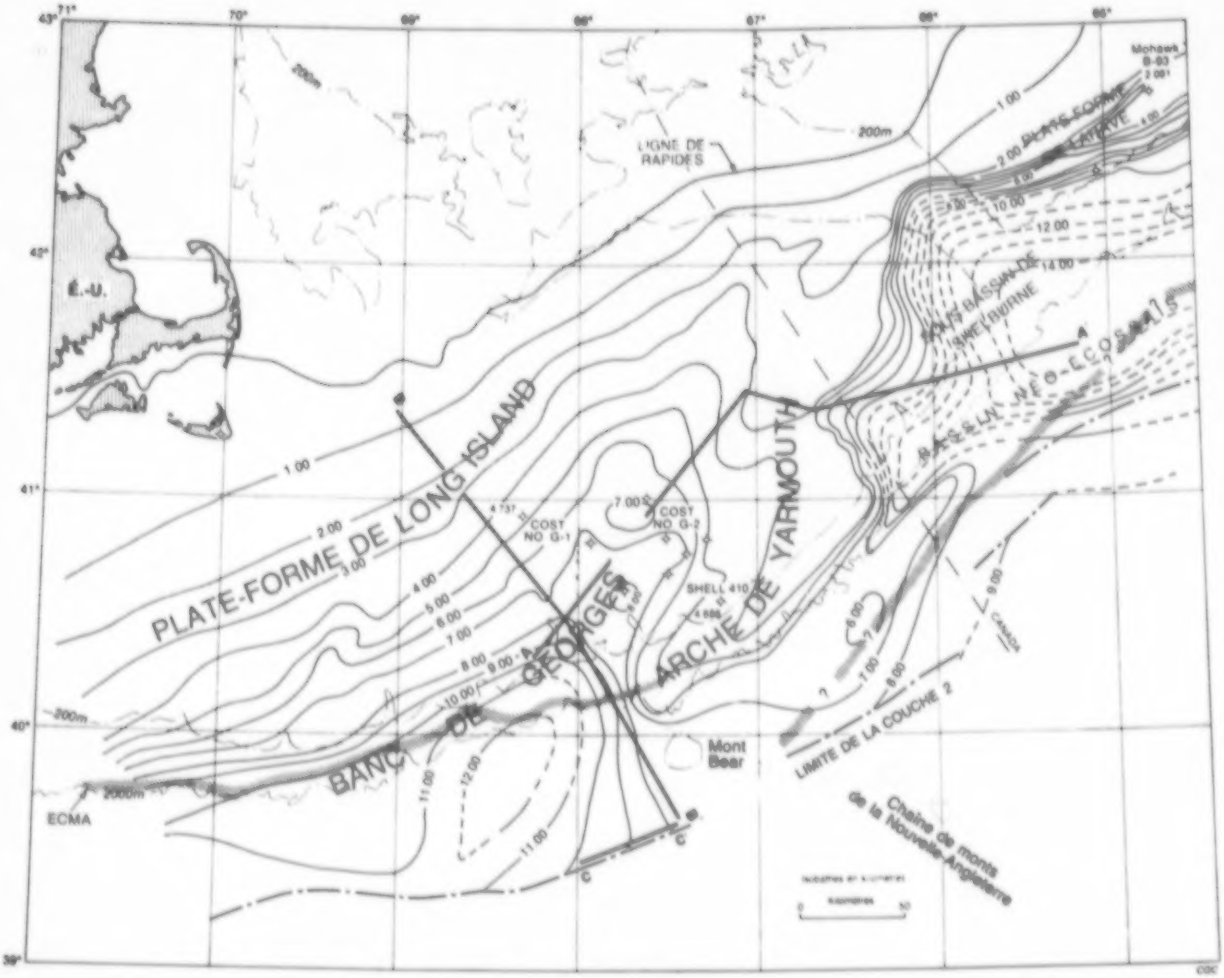


Figure 5-3. Profondeur de la discordance de rupture et éléments tectoniques majeurs dans le bassin du banc de Georges. L'horizon représenté ici apparaît à la figure 5-5. (Les isobathes du bassin Néo-Écossais correspondent à la base de la séquence sédimentaire du Mésozoïque-Cénozoïque.) La bande tramée représente l'axe positif de l'anomalie magnétique de la côte Est (AMCE). Les coupes A-A', B-B' et C-C' sont représentées aux figures 5-4, 5-6, et 5-10 respectivement.

découpé en blocs faillés; leur interprétation a par la suite été retenue par Schlee et al. (1976) et Wade (1977 et 1978). Plus tard, Klitgord et al. (1982), Schlee et Fritsch (1983), et Klitgord et Hutchinson (1985) ont apporté d'autres éléments d'information au sujet de l'histoire tectonique du banc de Georges; ils ont notamment délimité et nommé plusieurs des grabens sous-jacents à la discordance de rupture ou discordance postérieure au rifting. Ils ont également regroupé toutes ces entités dans une définition élargie du bassin du banc de Georges. Comme le contrôle sismique indiqué à la figure 5-2 n'est pas aussi étendu que celui dont dispose la Geological Survey des États-Unis, et comme les sédiments de remplissage des grabens ne sont apparentés ni par le contexte environnemental ni par la structure aux sédiments sus-jacents à la discordance, la discussion suivante se limitera essentiellement aux sédiments postérieurs au rifting.

La plate-forme de Long Island flanque le bassin du banc de Georges à l'ouest et au nord-ouest. Légèrement arquée, elle se présente distinctement, à la figure 5-3, comme une zone atteignant 100 km de large dont le socle accuse une pente d'environ 35 m/km vers le sud-est, contre environ 100 m/km au centre du bassin. La flexure séparant ces gradients du socle traverse sans distinction le complexe de grabens, ce qui corrobore l'absence de parenté structurale entre les systèmes antérieurs et postérieurs à la discordance. La limite orientale de la plate-forme est située à proximité de la longitude 67°W, où elle rencontre l'arche de Yarmouth.

Klitgord et Hutchinson (1985) et Schlee et Klitgord (1988) ont employé le terme « plate-forme du golfe du Maine » pour désigner la zone au nord du bassin du banc de Georges, dans laquelle des roches métasédimentaires

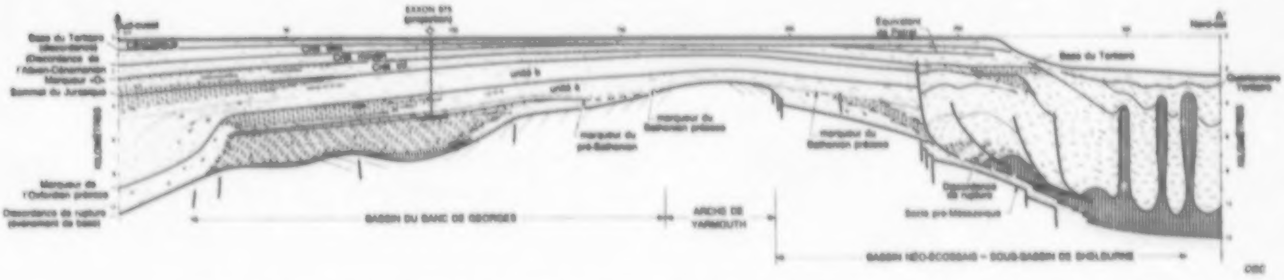


Figure 5-4. Coupe géologique A-A' allant du bassin du banc de Georges au bassin Néo-Écossais, montrant les relations stratigraphiques. La position de la coupe est indiquée à la figure 5-3. La lithologie est décrite à la figure 5-6.

et plutoniques du Paléozoïque et des roches sédimentaires du Mésozoïque inférieur du bassin de Fundy reposent à la surface ou dans la subsurface du fond marin. Étant donné que ces séquences forment le socle jusqu'au bassin du banc de Georges, la plate-forme du golfe du Maine n'a pas avec le bassin la même relation que la plate-forme de Long Island, et c'est pourquoi elle n'est pas représentée à la figure 5-3.

L'arche de Yarmouth est un complexe enfoui d'éléments du socle orientés approximativement vers le nord-nord-est; elle forme la limite orientale du bassin du banc de Georges et la limite occidentale du bassin Néo-Écossais. L'arche de Yarmouth est constituée de plusieurs blocs ou segments (fig. 5-3). Le segment le plus au nord, qui fut à l'origine baptisé « arche de Yarmouth » par Schultz et Grover (1974), a une surface uniforme caractérisée par un événement sismique fort et distinct qui indique un fort contraste de vitesses. En coupe, ce segment de l'arche de Yarmouth se trouve bien au-dessus des sédiments basaux du bassin du banc de Georges (fig.5-4). En outre, sa surface est moins inclinée que celle du bassin, ce qui suggère que l'arche est demeurée relativement positive au moment de la subsidence du bassin.

Au sud-est de l'extrémité méridionale de ce segment de l'arche de Yarmouth, s'étend un deuxième segment. Il s'agit d'un bloc relativement peu distinct dont la surface acoustique est très faible. Entre ce segment et les cônes volcaniques de la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre, sous le talus continental, s'étend un troisième segment que les données sismiques permettent d'interpréter comme un élément positif ancien qui limitait la communication entre le bassin du banc de Georges et le bassin Néo-Écossais. Les strates du Jurassique inférieur (?) et du début du Jurassique moyen se terminent en biseau contre les flancs de ce troisième segment, tandis que les autres strates jurassiques s'amincissent en le traversant. Dans le présent chapitre, ces trois segments sont compris dans l'appellation « arche de Yarmouth ».

À partir des environs de Yarmouth, en Nouvelle-Écosse, des anomalies magnétiques linéaires de grande amplitude s'étendent vers le sud en direction de l'arche de Yarmouth; elles suggèrent une relation structurale possible entre les deux zones. La surface de l'arche de Yarmouth plonge de la ligne de rapides jusqu'à une profondeur de 7 km, sur une distance de 265 km. L'arche de Yarmouth a été particulièrement proéminente au début de l'histoire de la région, où elle faisait obstacle à l'extension vers l'ouest du bassin salifère de la Mer de Téthys du Trias tardif et du Jurassique précoce, puis au Jurassique précoce et moyen, où elle séparait les sédiments à prédominance carbonatée du bassin du banc de Georges des sédiments à prédominance clastique du bassin Néo-Écossais. Elle a exercé une légère influence sur les sédiments clastiques, comme en témoignent les épaisseurs stratigraphiques, les changements de faciès et les formes d'érosion (fig. 5-4).

Le bassin Néo-Écossais s'étend sous la plate-forme, le talus et le glacis continentaux, de l'arche de Yarmouth à la partie occidentale des Grands Bancs. Il s'agit d'un complexe de zones de dépôt maximal interconnectées, flanqué de plates-formes plus stables; la partie 2 du présent chapitre en donne une description détaillée. Le sous-bassin de Shelburne, la plus à l'ouest de ces zones de dépôt maximal, est situé juste à l'est de l'arche de Yarmouth et au sud de la plate-forme de LaHave (fig. 5-3); l'épaisseur des sédiments jusqu'au socle y dépasse localement 14 km (Wade et MacLean, partie 2 du présent chapitre).

DÉBUT DU DÉVELOPPEMENT GÉOLOGIQUE

Au début du Mésozoïque, la zone du banc de Georges faisait partie d'une vaste région de basses terres, à l'intérieur de la Pangée, du côté nord-ouest d'un système de rifts en formation s'étendant vers le sud-ouest à partir de la Téthys. Le stade de distension, première étape de la rupture continentale, a débuté quelque part entre le Permien tardif et le Trias tardif par la formation d'un système de vallées axiales qui allait progressivement s'élargir et s'allonger au début du Mésozoïque. De part et d'autre de ce rift central, un complexe de demi-grabens s'est formé à l'intérieur du socle en réponse à des forces de tension ou de coulissage. Ces bassins d'effondrement, qui sont du type « Newark » (Manspeizer, 1981), furent le site de dépôt de grandes quantités de sédiments fluviatiles grossiers et de sédiments lacustres à grain fin. Les bassins de type Newark exposés renferment principalement des grès arkosiques brun rouge, des conglomérats et des mudstones, ainsi que des shales de couleur grise à noire et des quantités secondaires d'évaporites et de lentilles de charbon. Des faciès similaires sont vraisemblablement présents dans quelques-uns des grabens de la plate-forme de Long Island.

Des basaltes tholéiitiques occupent de vastes étendues dans la partie supérieure des séquences des bassins

d'effrondrement (Manspeizer, 1981; Van Houten, 1977; Klein, 1962). La plupart des laves ont été mises en place sous forme de coulées subaériennes multiples, mais quelques-unes le furent dans un milieu d'eau profonde (lacustre) sous forme de laves en coussins, d'éruptions de fissures et de brèches volcaniques (Manspeizer, 1981). Une épaisse succession de coulées subaériennes au nombre de 16 ou plus, connue sous le nom de « Basalte de North Mountain », est présente en Nouvelle-Écosse le long de la marge méridionale du demi-graben de la baie de Fundy. Ces coulées se trouvent juste au-dessus de la limite entre le Trias et le Jurassique, déterminée d'après des restes de reptiles et de dinosaures (P. Olsen et N. Shubin, communication personnelle, 1986). Les datations K/Ar du Basalte de North Mountain s'échelonnent entre 191 ± 2 Ma (Hayatsu, 1979) et 202 Ma (Wark et Clarke, 1980). Le Dyke de Shelburne, qui s'étend sur plus de 140 km dans le sud-ouest de la Nouvelle-Écosse (Papezik et Barr, 1981), a été provisoirement daté à 201 Ma au moyen de la méthode des isochrones K/Ar (Hodych et Hayatsu, 1980). Un puits foré dans l'île Nantucket, dans le Massachusetts, a recoupé des basaltes altérés qui ont fourni un âge maximal de 183 ± 8 Ma. En raison de l'altération des roches volcaniques, cet âge est jugé minimal (Folger et al., 1978). Ces données indiquent clairement qu'au moins un épisode igné a eu lieu au tout début du Jurassique précoce, vers 190-200 Ma.

Des profils sismiques montrent très nettement que les basaltes recoupés dans le puits de l'île Nantucket reposent en discordance sur des sédiments de remplissage de grabens, dont la surface plonge vers le nord; ils mettent aussi en évidence une déformation et une érosion antérieures à la mise en place des coulées volcaniques. Cette discordance angulaire a été observée dans plusieurs parties du bassin du banc de Georges. En conséquence, les sédiments sous-jacents ne peuvent s'être déposés après le début du Jurassique. Les sédiments, qui affleurent au-dessus des basaltes à certains endroits autour de la baie de Fundy, contiennent localement des associations abondantes de restes de reptiles et de dinosaures du Jurassique précoce.

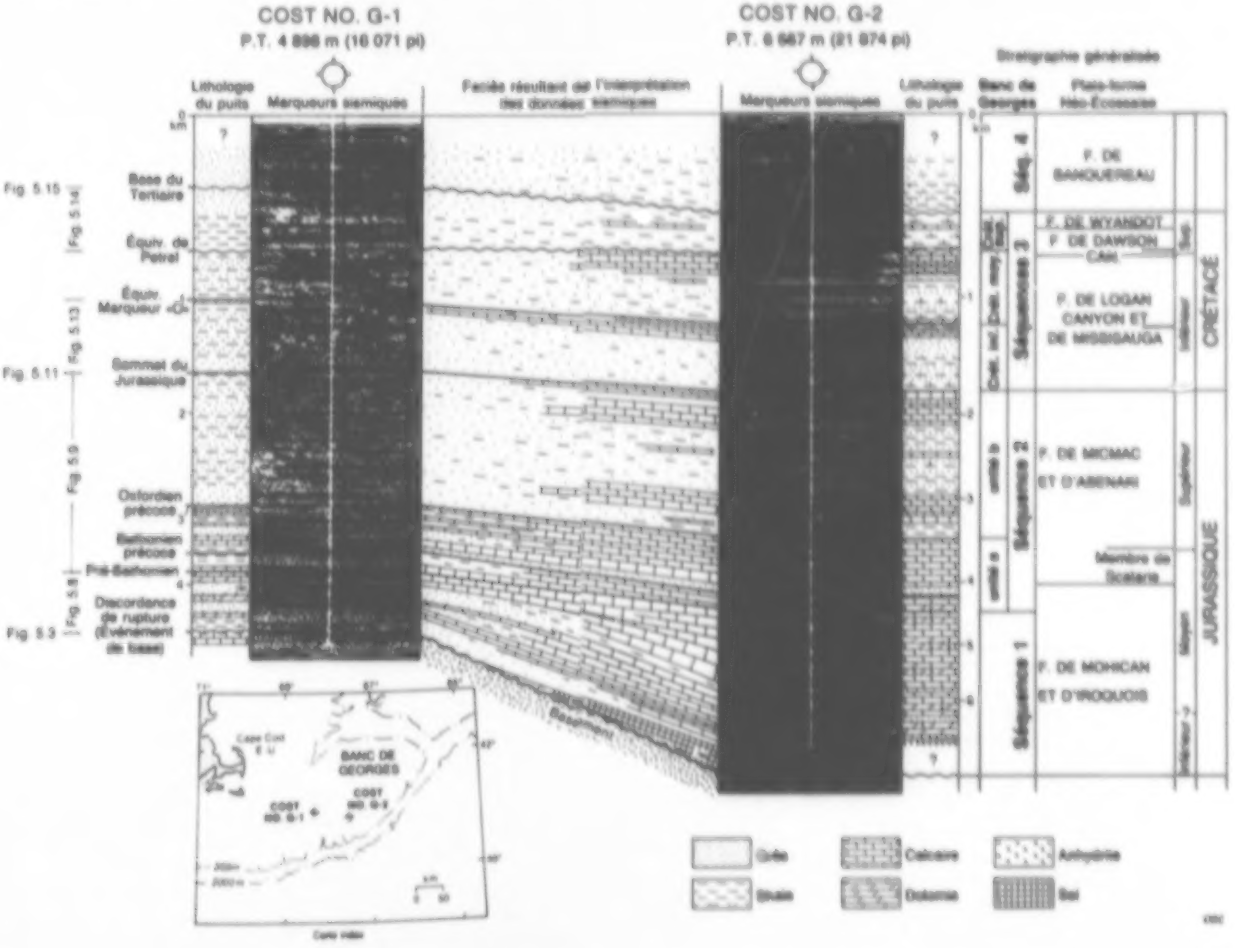


Figure 5-5. Colonne stratigraphique généralisée du bassin du banc de Georges, basée sur des données des puits COST G-1 et G-2 et corrélation avec la stratigraphie du bassin Néo-Écossais. Les numéros de figure à gauche renvoient aux cartes individuelles de séquences indiquées.

Des associations de palynomorphes éparses à l'intérieur de ces couches suggèrent un âge compris entre le Trias tardif et le Jurassique précoce (J.P. Bujak, communication personnelle, 1979), ce qui s'accorde avec la conclusion de Manspeizer (1981) selon laquelle les roches volcaniques auraient été déposées durant le Hettangien ou le Sinémurien.

Collectivement, ces données indiquent qu'une discordance sépare les strates du bassin du banc de Georges des roches sous-jacentes peu déformées du Trias ou du Jurassique basal. Les profils sismiques montrent les strates postérieures au rifting comme recouvrant en biseau d'aggradation la discordance du sud au nord. Ce biseau d'aggradation régional marque la transformation d'une série de centres autonomes de dépôt de sédiments continentaux en un seul bassin de sédimentation et, à ce titre, il nous donne probablement une idée de l'époque où se sont amorcées l'expansion des fonds océaniques et la sédimentation marine dans ce secteur de l'Atlantique Nord.

Les roches du socle océanique (couche sismique 2), situées à l'extrémité marine de quelques-uns des profils sismiques, présentent une signature hyperbolique typique. En général, la couche 2 se trouve côté mer de la zone d'intensité maximale de l'anomalie magnétique de la côte Est, délimitée d'après des cartes de la résiduelle du champ magnétique total. Cette anomalie doit donc, dans ce cas, être sous-jacente à la bordure externe du bloc continental (fig. 5-3). Il est généralement admis que l'anomalie magnétique de la côte Est correspond à la transition de la croûte continentale à la croûte océanique, et qu'elle est causée soit par un effet de bordure entre les deux, soit par une intrusion linéaire de magma océanique dans la croûte continentale (Rabinowitz, 1974).

L'anomalie magnétique de la côte Est passe sous la bordure du banc de Georges et se dirige vers l'est, jusqu'à la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre. De ce point, qui coïncide également avec l'extrémité de l'arche de Yarmouth, elle peut bifurquer vers le nord et rejoindre la série d'anomalies magnétiques positives qui, partant des environs de Yarmouth, en Nouvelle-Écosse, s'étendent dans une direction sud-sud-ouest. L'anomalie peut aussi être décalée latéralement vers la droite à l'intersection des monts de la Nouvelle-Angleterre; elle se dirigerait alors vers le nord-est, entre la chaîne de montagnes sous-marines et le sous-bassin de Shelburne (fig. 5-3). Dans le sous-bassin de Shelburne, l'anomalie peut être décalée à nouveau, mais cette fois vers la gauche par ce qui est apparemment une faille transformante à déplacement senestre. À l'est de cette zone, l'anomalie positive est beaucoup plus faible, sans commune mesure avec la forte anomalie existant au sud du banc de Georges (Wade et MacLean, partie 2 du présent chapitre). L'anomalie magnétique de la côte Est et la présumée faille transformante coïncident avec la partie la plus profonde du sous-bassin de Shelburne, zone comportant des dépôts de sel épais qui sont de beaucoup antérieurs à la discordance de rupture, à l'expansion des fonds océaniques et à la formation de la croûte océanique. Par ailleurs, les profondeurs calculées de la source magnétique possible de plusieurs pics d'intensité observés dans l'axe de l'anomalie magnétique de la côte Est atteignent à peine 6 à 8 km (T.W. Eby, communication personnelle, 1985); la source magnétique se trouverait donc, dans le sous-bassin de Shelburne, à l'intérieur de la séquence sédimentaire du Crétacé. Ces relations exigent une réinterprétation de la nature de l'anomalie, de la chronologie de la rupture continentale, ou des deux.

LITHOSTRATIGRAPHIE

L'interprétation de la stratigraphie de la région à l'étude s'effectue par analyse de données sismiques, avec un nombre restreint de puits pour limiter l'interprétation. En conséquence, les résultats d'interprétation et les discussions qui suivent sont fondés essentiellement sur des unités sismostratigraphiques grossières, et la corrélation qui est faite avec la nomenclature de la plate-forme Néo-Écossaise est informelle. La stratigraphie généralisée est illustrée à la figure 5-5.

Discordance de rupture ou événement de base

Un marqueur sismique est omniprésent à la base de la séquence sédimentaire du bassin du banc de Georges (Schultz et Grover, 1974; Schlee et al., 1976; Wade, 1977). Comme il en a été fait mention précédemment, ce marqueur représente une discordance régionale majeure entre deux séquences stratigraphiques nettement différentes. Il est corrélatif de la base de l'unité 1 de Ballard et Uchupi (1975), et de l'horizon K de Schlee et al. (1976). Cet événement représente, de l'avis général, la discordance de rupture que Falvey (1974) a définie comme marquant le début de l'expansion des fonds océaniques. Comme il constitue le repère le plus profond conservant une certaine uniformité à travers la région, suivant les théories de Grant (1984) et de Grant et McAlpine (Chapitre 6), il peut aussi être désigné comme Grant et McAlpine (Chapitre 6), l'événement de base. Schlee et Klitgord (1988) en ont parlé comme de la « discordance postérieure au rifting ».

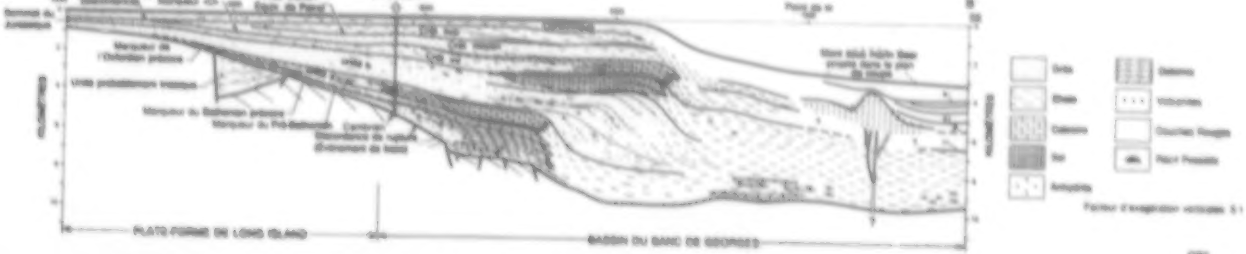


Figure 5-6. Coupe géologique B-B' à travers le bassin du banc de Georges, basée sur le profil 20 de l'USGS. La position de la coupe est indiquée à la figure 5-3.

À l'intérieur du bassin du banc de Georges, la discordance de rupture sépare nettement deux séquences stratigraphiques bien distinctes (fig. 5-4, 5-6). Elle marque essentiellement une surface pénéplanée qui s'est formée dans un milieu à topographie variable constitué de grabens, de demi-grabens, de horsts et de crêtes. Les roches contenues dans les grabens semblent, d'après leur caractère sismique, comporter jusqu'à trois différents types de strates sédimentaires. Les horsts intermédiaires peuvent être constitués de roches ignées ou métasédimentaires.

En raison des différences majeures entre les roches situées de part et d'autre de la discordance, l'interprétation qui apparaît sur les cartes restreint le bassin (sédimentaire) du banc de Georges aux roches sus-jacentes à la discordance, qui se sont déposées par suite de la subsidence régionale de la marge. Quant aux roches sous-jacentes, elles constituent un socle de composition variable qui comporte des grabens isolés, comblés de sédiments. Quelques-uns renferment de fortes épaisseurs de métasédiments paléozoïques caractérisés par une grande vitesse sismique, tandis que d'autres contiennent des sédiments contemporains du rifting, qui datent probablement du tout début du Mésozoïque et dans lesquels les vitesses sismiques sont moins élevées.

L'intervalle de temps représenté par le hiatus associé à la discordance de rupture est inconnu; il peut être tout au plus déduit du peu de données directes disponibles. Trois puits forés dans la région ont traversé la discordance de rupture. Le puits Mohawk B-93, dans la partie occidentale de la plate-forme Néo-Écossaise, a recoupé des roches clastiques bathoniennes, notamment une arkose basale de 10 m d'épaisseur, au-dessus d'une granodiorite rose, à une profondeur de 2 081 m sous le fond de la mer. La granodiorite a une composition semblable à celle des granites du sud-ouest de la Nouvelle-Écosse, dont l'âge moyen est de 367 Ma (Reynolds et al., 1981). Le puits COST G-1, foré sur le flanc occidental du bassin du banc de Georges, a croisé la discordance par 4 737 m de profondeur sous le plancher océanique, après avoir traversé près de 200 m de roches clastiques basales conglomératiques (fig. 5-5). Les plus anciens sédiments datables, situés environ 250 m au-dessus de la discordance, sont bajociens (tableau 5-1) (P. Ascoli, communication personnelle, 1983). Des schistes ardoisiers, des schistes, des métaquartzites et des phyllites sont présents sous l'événement de base (Lachance, 1980; Arthur, 1982a). Les lits sous-jacents à la discordance ont fourni des âges K/Ar s'échelonnant de 550 à 450 Ma. La nature de ces roches suggère que l'âge de 550 Ma (Cambrien) est fort probablement l'âge « métamorphique » exact (Steinkraus, 1980). Sur les profils sismiques, ces lits sont caractérisés par une série de réflexions de basse fréquence légèrement inclinées, semblables à celles qui ont été observées sous une bonne partie du secteur méridional du banc de Georges. Le puits Shell Block 410, foré dans la partie externe du banc de Georges jusqu'à une profondeur de 4 720 m sous le plancher océanique (fig. 5-2), semble avoir recoupé l'événement de base à environ 4 688 m d'après les diagraphies et les données sismiques. Aucun âge n'a été établi dans ce puits, et nulle description d'échantillon de la séquence située sous le niveau de 4 600 m n'a été publiée. Néanmoins, les données diagraphiques mettent en évidence la présence d'environ 70 m de roches clastiques basales au-dessus de la discordance. Ces roches clastiques sont en contact franc avec les puissantes couches de roches carbonatées sus-jacentes.

Les diverses données de puits indiquent que les roches du socle datent probablement du Paléozoïque précoce. Les profils sismiques montrent qu'elles sont localement emboîtées dans des strates sédimentaires qui, associées à la phase initiale de la rupture continentale (stade de distension) et antérieures aux roches volcaniques datées (190-200 Ma), représentent probablement des matériaux de remplissage de grabens du Trias au Jurassique inférieur. L'âge maximal établi pour les sédiments sus-jacents à la discordance est le Bajocien mais, comme le montre la figure 5-5, l'équivalent des couches datées dans le puits COST G-2 se trouve à plus de 500 m au-dessus de la discordance. Cependant, étant donné que le début de la sédimentation dans le bassin Néo-Écossais coïncide grosso modo avec la fin du volcanisme au Jurassique précoce, le hiatus semble correspondre à un intervalle de quelques millions d'années seulement.

Séquences antérieures à la discordance de rupture

Les roches sous-jacentes à la discordance de rupture sont interprétées comme appartenant à trois différents types et groupes d'âges. Celles qui ne produisent pas de réflexions sismiques cohérentes sont probablement des roches ignées ou un socle cristallin très déformé. Elles se présentent habituellement sous forme de horst ou se situent au fond de grabens. Les roches produisant des réflexions de basse fréquence, qu'elles soient peu ou bien marquées, et peu importe l'inclinaison des surfaces, du genre de celles qui existent à la base du puits COST G-1 (datées du Cambrien), sont interprétées comme des métasédiments du Paléozoïque inférieur. Elles peuvent se trouver dans des grabens, ou encore être adjacentes à des grabens comblés de sédiments plus récents. Quelques-uns des grabens renferment des couches bien stratifiées, très réfléchissantes, de pendage faible à modéré; ces couches sont particulièrement bien démarquées dans les grabens de la plate-forme de Long Island (fig. 5-6, 5-7); dans le puits de l'île Nantucket, elles sont sous-jacentes au basalte. D'après leur position stratigraphique et leur similitude avec la Formation d'Eurydice, sur la plate-forme Néo-Écossaise, et les formations de Wolfville et de Blomidon, dans la baie de Fundy et au voisinage immédiat (Wade et MacLean, partie 2 du présent chapitre), ces couches sont interprétées comme datant principalement du Trias. La distribution des sédiments de remplissage dans les grabens de la plate-forme de Long Island est discutée par Klitgord et al. (1982) et Klitgord et Hutchinson (1985). Au-dessus de la discordance, les strates postérieures au rifting, jurassiques et plus récentes, représentent des matériaux de remplissage de bassins à pendage relativement faible et peu déformés (fig. 5-6).

À l'est de l'arche de Yarmouth, dans le bassin Néo-Écossais, la Formation d'Eurydice passe latéralement et verticalement au sel de la Formation d'Argo, dont l'âge minimal est systématiquement sinémurien (fig. 7 de Wade, 1981). Cette épaisse séquence de sel n'a pas été observée à l'ouest du bassin Néo-Écossais. Dans le bassin du banc de Georges, le dépôt des couches rouges, qui date de la même époque, s'est peut-être effectué dans des grabens locaux mais, en général, la région se trouvait au-dessus du niveau de la mer de Téthys et, en conséquence, le faciès évaporitique épais n'a pu s'y déposer. La distribution et les faciès généralisés de ces roches antérieures à la rupture sont illustrées à la figure 5-7.

Des diapirs et des coussins de sel sont présents dans un complexe structural situé dans la subsurface du banc de Georges à 42°N et 67°W (fig. 5-7), qui coïncide approximativement avec l'extrémité nord-est du sag de Yarmouth défini par Schlee et Klitgord (1982, fig. 4). Les sédiments de ce «bassin» diffèrent par leur caractère sismique des strates interprétées du Trias au Jurassique inférieur qui sont décrites précédemment. Compte tenu de la position du graben dans lequel ils se sont déposés, de leur épaisseur et de leur isolement structural par rapport au bassin Néo-Écossais, ces sédiments sont interprétés comme des roches clastiques et des évaporites du Paléozoïque supérieur. Le bassin de la Madeleine, au nord-est, contient une abondance de sel carbonifère (Howie et Barss, 1975). Il est possible, par ailleurs, que ce graben ait été initialement relié au bassin Néo-Écossais, mais qu'il en ait été isolé par le développement de l'arche de Yarmouth; dans ce cas, le sel daterait du Trias tardif ou du Jurassique précoce et serait contemporain de la Formation d'Argo.

Séquences postérieures à la discordance de rupture

Pour faciliter la discussion sur la stratigraphie du bassin du banc de Georges, les auteurs ont divisé le prisme sédimentaire postérieur au rifting en quatre séquences informelles : 1) la partie supérieure du Jurassique inférieur et la partie inférieure du Jurassique moyen; 2) le Jurassique moyen et supérieur; 3) le Crétacé; et 4) le Cénozoïque. Les séquences 2 et 3 ont été subdivisées en cinq unités au total (fig. 5-5).

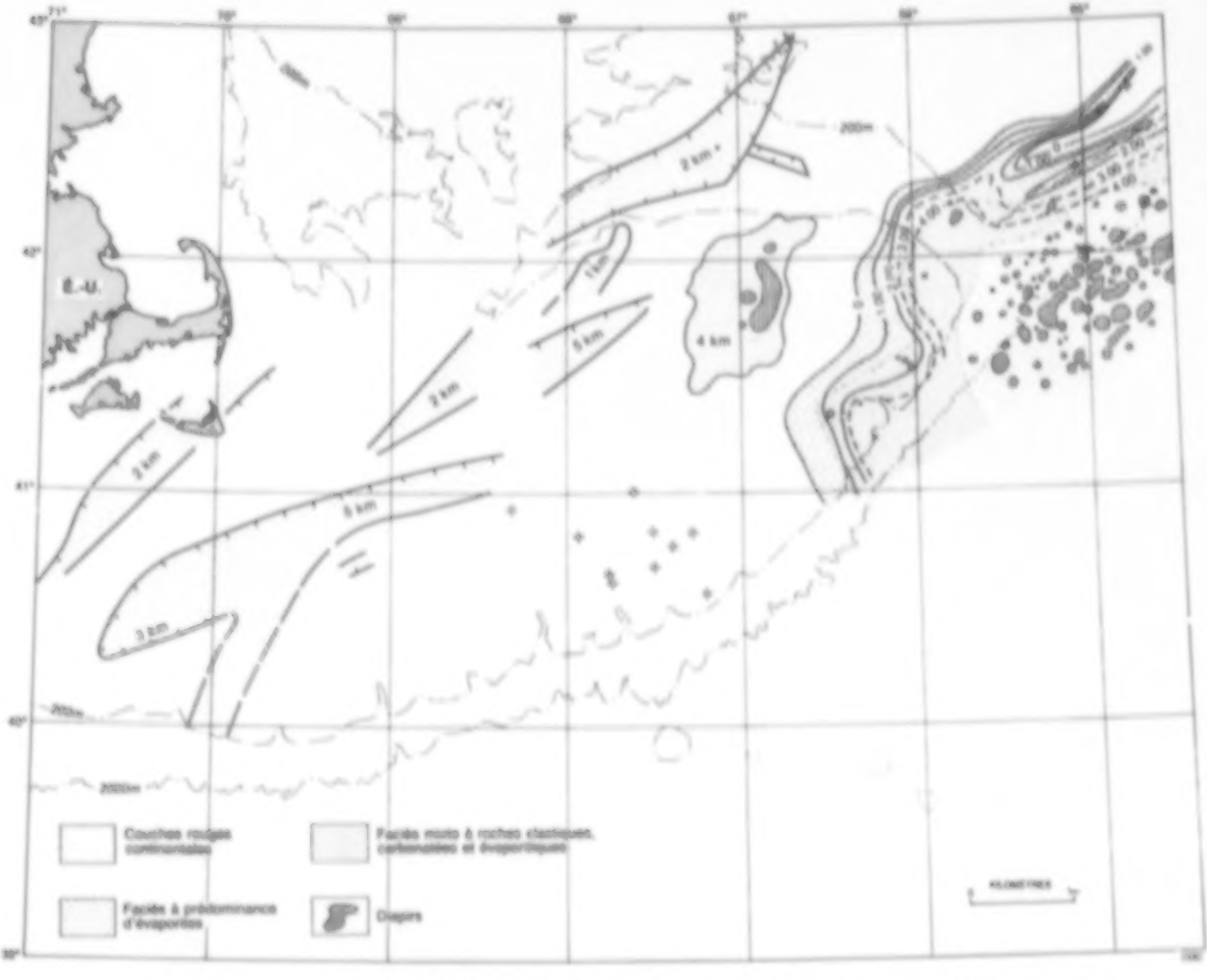


Figure 5-7. Distribution, faciès et épaisseur des sédiments antérieurs à la rupture continentale. La représentation de quelques-uns des grabens au sud de Cape Cod est une version modifiée de Klitgord et Hutchinson (1985). Le bassin structural de 4 km d'épaisseur (approximativement à 42°N, 67°W) contient des sédiments et des évaporites qui pourraient dater du Paléozoïque tardif. Les isopaques des sédiments dans le coin nord-est sont en kilomètres.

Séquence 1 : Partie supérieure du Jurassique inférieur et partie inférieure du Jurassique moyen

L'âge maximal de la discordance de rupture a été deduit de sa position par rapport à l'événement volcanique du Jurassique inférieur. Son tracé, sur les cartes régionales, est établi à partir de la réflexion correspondant à l'événement de base. Les sédiments sus-jacents à ce réflecteur constituent les dépôts initiaux du bassin du banc de Georges. La séquence 1, la première séquence sédimentaire majeure, s'étend de la discordance jusqu'à un réflecteur sismique bien marqué que des rattachements aux puits COST G-1 et G-2 et à d'autres puits permettent de situer à la base du Bathonien ou à proximité (tableau 5-1, fig. 5-5). Cette réflexion recouvre en avancée (onlap) la réflexion de l'événement de base le long d'un tracé irrégulier qui met en relief les éléments structuraux majeurs du bassin du banc de Georges (fig. 5-8).

Le puits COST G-1, foré sur le flanc du bassin initial, a traversé 900 m de sédiments de la séquence 1 reposant en discordance sur le socle. Dans sa partie inférieure, la séquence est constituée de couches non marines qui contiennent des grès à texture grossière à conglomératique surmontés de shales rouge brun et gris foncé. Le reste de la séquence est un faciès mixte de dolomie et d'anhydrite qui témoigne d'une sédimentation dans un milieu marin peu profond et stable s'étendant jusqu'à l'estran.

Figure 5-8. Carte isopaque et faciès généralisés de la séquence 1 (allant de la discordance de rupture au marqueur pré-bathonien). L'intervalle cartographié est figuré par des hachures en médaillons (voir la figure 5-5). La zone délimitée par un trait rouge ponctué de cercles est un bassin salifère postérieur à la rupture continentale (au centre de la figure).

Le puits COST G-2, foré non loin de l'axe du bassin du banc de Georges, a traversé cette séquence du Jurassique inférieur et moyen sur environ 2 200 m, sans toutefois atteindre l'événement de base. Les 13 m inférieurs de la séquence sont constitués de halite et d'anhydrite qui sont peut-être des équivalents des couches non marines traversées dans le puits G-1 (fig. 5-5). Les évaporites conservent leur caractère sismique sur une vaste étendue dans l'axe du bassin, où elles comblent des dépressions topographiques (fig. 5-4, 5-8). Le sommet de l'unité de sel semble en concordance avec le faciès carbonaté sus-jacent. L'épaisseur moyenne du faciès des évaporites est d'environ 300 m d'après l'interprétation des profils sismiques, mais elle peut atteindre localement le double de cette valeur. La présence de sel au-dessus de la discordance de rupture dans le bassin du banc de Georges indique que ces évaporites ne sont pas corrélatives de la Formation d'Argo du bassin Néo-Écossais. Il s'agirait plutôt d'un faciès évaporitique local, probablement d'une sebkha, associé aux apports d'eau marine initiaux dans le bassin du banc de Georges au cours du Sinémurien-Pliensbachien.

Une autre interprétation a été proposée par Schlee et Klitgord (1988), pour qui la discordance postérieure au rifting serait sus-jacente au sel. Il est possible que l'événement de base ne soit pas partout associé à la discordance de rupture, et que cette discordance se retrouve parfois au-dessus du sel (quand il est présent); cette interprétation admet une émersion générale de la zone du banc de Georges durant le dépôt des formations d'Eurydice et d'Argo à l'est, mais, si le sel du bassin du banc de Georges équivaut au sommet de la Formation d'Argo, la discordance de rupture devrait être au-dessus, et non au-dessous, du sel du bassin du banc de Georges.

La séquence pré-bathonienne sus-jacente à l'anhydrite et à la halite dans le puits COST G-2 est un mélange variable de dolomie et d'anhydrite interstratitifées qui passe vers le haut à un mélange de calcaire et de dolomie ou de dolomie anhydritique interstratifiés (fig. 5-5). Le faciès carbonaté et le faciès évaporitique sont interprétés tous deux comme passant vers la terre ferme à un faciès clastique épais (fig. 5-4, 5-6, 5-8).

Les autres sondages disponibles ont recoupé des variantes des faciès observés dans les deux puits COST. Ils confirment d'une part que le faciès à dolomie-anhydrite est répandu dans le bassin du banc de Georges, et d'autre part que la concentration des roches clastiques augmente vers la terre ferme (fig. 5-8).

Dans les deux puits COST où il existe un contrôle chronologique, la partie inférieure de la séquence 1 est dénuée de foraminifères et d'ostracodes et, en conséquence, ne peut être datée. Les roches les plus anciennes qui se trouvent au-dessus de cette séquence remontent probablement au Bathonien. À l'intérieur de la séquence, une mince zone a été datée du Bajocien (tableau 5-1) (P. Ascoli, communication personnelle, 1983). Le sommet de la séquence 1 serait ainsi antérieur au Bathonien. L'âge maximal de la base de la séquence, limité par l'âge de la discordance de rupture et des roches volcaniques associées, se situe entre la fin du Sinémurien et le Pliensbachien.

Manspeizer et Cousminer (1988), pour leur part, font remonter cette partie de la stratigraphie du bassin du banc de Georges au Carnien-Norien, en se fondant sur des palynomorphes extraits d'une mince couche de shale organique foncé dans une carotte du puits COST G-2 recueillie entre 4 440,0 et 4 441,5 m (14 567,0 et 14 571,9 pi) de profondeur. Des formes similaires observées entre 4 034,0 et 4 050,6 m (13 235,0 et 13 289,5 pi) sont considérées comme remaniées. La seule façon de concilier les âges de Manspeizer et Cousminer, compte tenu des différences lithologiques entre le bassin du banc de Georges et le bassin Néo-Écossais, est d'admettre que l'arche de Yarmouth formait une barrière étroite mais ininterrompue entre le bassin Néo-Écossais et le bassin du banc de Georges. Au nord-est de cette barrière, qui se prolongeait entre les bassins équivalents sur la marge africaine, se mettaient en place des sédiments évaporitiques (téthysiens), alors que se déposaient au sud-ouest des sédiments marins en provenance d'une source « pacifique ».

L'âge des strates inférieures du bassin du banc de Georges a également été interprété sur la base de la sismostratigraphie et des taux de sédimentation (Poag, 1982, 1985). Peu importe la façon dont les résultats sont représentés, il faut se rappeler que les âges attribués aux unités les plus anciennes sont étayés par peu de données (tableau 5-1) (P. Ascoli, communication personnelle, 1983). Ainsi, pour ne donner qu'un exemple, les intervalles que Poag situe entre le Rhétien et le Bajocien sont placés par Ascoli entre le Pliensbachien et le Bajocien.

Les variations de faciès d'un puits à l'autre et à l'intérieur d'un même puits indiquent que la sédimentation initiale dans le bassin du banc de Georges s'est effectuée dans un petit bassin semi-fermé, d'eau peu profonde et calme, flanqué d'une vaste plaine alluviale. Le caractère sismique peut servir à établir la distribution des faciès qui apparaissent à la figure 5-8 comme des « moyennes régionales ». Au-dessus de l'événement de base, on obtient une série de réflexions de forte amplitude qui recouvrent en avancée des hauteurs locales à l'intérieur du bassin, de même que la plate-forme de Long Island à l'ouest et au nord. Ces réflexions sont interprétées comme représentant les couches basales de roches clastiques et d'évaporites dont il a été question précédemment. Elles sont suivies vers le haut par des réflexions de moindre amplitude et quelque peu discontinues, qui correspondent au faciès à calcaire-dolomie-anhydrite. Le long du flanc occidental du bassin et à travers son embouchure, s'étend un front carbonaté (fig. 5-4, 5-6, 5-8) qui a probablement causé un resserrement périodique du bassin au début de son développement et entraîné le dépôt du faciès évaporitique. Avec le temps, l'expansion et l'élargissement du bassin ont permis le dépôt d'un faciès normal de roches carbonatées marines dont l'étendue augmente vers le sommet de l'unité.

Dans la partie centrale du bassin, juste au-dessous du sommet de l'intervalle à prédominance carbonatée, à proximité de son interface avec le faciès mixte de roches carbonatées et clastiques, s'observe une zone anomalique caractérisée par une faible vitesse, qui a environ 10 km de diamètre et qui a été interprétée comme représentant un carbonate poreux ou du sel (Anderson et Taylor, 1981). Cette structure a été traversée par le puits Corsair Canyon Block 975 d'Exxon (fig. 5-4, 5-8). Des données provenant de ce puits indiquent la présence d'anhydrite surmontée d'environ 76 m de calcaire micritique gris à vacuoles remplies de sel, d'une couche de sel de 12 m d'épaisseur et de 14 m de shale rouge brun. Nulle part ailleurs dans les données sismiques n'a-t-on observé de structures semblables. Le mécanisme restrictif responsable de la mise en place de ce petit dépôt de halite n'est pas évident, mais un profil sismique avoisinant suggère qu'il soit situé

au-dessus d'un graben du socle qui pourrait avoir connu une courte période de réactivation au début du Jurassique moyen.

Les faciès et les épaisseurs des sédiments antérieurs au Bathonien au large du front carbonaté sont inconnus. Un marqueur sismique profond, qui est corrélé avec le réflecteur J_3 (sommet du Jurassique inférieur) de Klitgord et al. (1982) et qui est présent sur plusieurs profils, indique que la séquence 1 a des équivalents distaux dans cette zone.

Au nord-est, dans le bassin Néo-Écossais, les formations d'Eurydice et d'Argo sont surmontées de la Formation de Mohican (faciès clastique) et, localement, de la Formation d'Iroquois (faciès dolomitique) (McIver, 1972; Given, 1977). L'âge de la Formation d'Iroquois s'échelonne du Sinémurien tardif au Pliensbachien précoce (G.L. Williams, communication personnelle, 1986), et celui de la Formation de Mohican, du Sinémurien tardif au Bajocien précoce (E.H. Davies, communication personnelle, 1986). En se fondant sur des corrélations étendues et des considérations régionales, on estime donc que la séquence 1 du banc de Georges, antérieure au Bathonien, englobe à tout le moins le Pliensbachien, le Bajocien et peut-être aussi la toute fin du Sinémurien. Elle est corrélée avec des parties des formations d'Iroquois et de Mohican de la plate-forme Néo-Écossaise.

Il ressort de ce qui précède que, alors même que les profonds grabens du bassin Néo-Écossais étaient le lieu d'une sédimentation, d'abord des roches clastiques basales, ensuite du sel des formations d'Eurydice et d'Argo, le bassin du banc de Georges de même que les plates-formes de Long Island et de LaHave étaient émergés et soumis à l'érosion; des sédiments continentaux ne se sont déposés que sur de faibles étendues. La rupture est survenue entre 190 et 200 Ma environ. Elle a été marquée par une activité volcanique locale, une subsidence et le début d'une sédimentation marine dans un vaste milieu de plate-forme continentale peu profonde dans le bassin du banc de Georges. Dans le bassin Néo-Écossais, le milieu de plate-forme continentale était plus étroit, et les sous-bassins, qui subissaient un affaissement plus rapide, étaient dominés par un faciès de bassin à couches silicoclastiques épaisses.

Séquence 2 : Jurassique moyen et supérieur

La deuxième séquence majeure observée dans le bassin du banc de Georges se trouve entre le réflecteur pré-bathonien dont il a été question précédemment et un réflecteur étendu situé approximativement au sommet du Jurassique (fig. 5-5). Ce réflecteur supérieur, le plus étendu des horizons sismiques dans la région à l'étude, part d'une limite d'érosion ou de sédimentation le long des plates-formes internes, recoupe un paléoaccore où se trouve un front carbonaté et se termine dans la zone infrabathyale ou dans la zone abyssale. Sur une bonne partie de la plate-forme continentale, les réflexions provenant du sommet du Jurassique sont produites par un faciès carbonaté qui passe progressivement vers la terre à un grès, et vers le bassin à un shale.

L'intervalle compris entre le réflecteur pré-bathonien et le sommet du Jurassique est constitué de deux unités sismostratigraphiques « semi-régionales », l'une inférieure et l'autre supérieure, désignées respectivement « a » et « b » (fig. 5-5). Les deux unités sont facilement observables sous la paléoplate-forme continentale et dans le faciès abyssal, mais s'avèrent impossibles à distinguer sismiquement dans le faciès alluvial proximal.

D'après les corrélations établies dans les puits et de par son caractère sismique, l'unité a est constituée principalement de roches carbonatées et de quelques couches de roches clastiques interstratifiées. Elle renferme un peu d'anhydrite dans sa partie inférieure, sous une couche clastique distinctive de 100 m d'épaisseur. Cette couche clastique est caractérisée par des shales et des grès rouge brun et marque une période régressive mineure. C'est de plus la source d'un réflecteur sismique bien marqué. Les roches clastiques se trouvent à la base de l'intervalle bathonien et pourraient être corrélatives du sommet de la Formation de Mohican sur la plate-forme de LaHave (tableau 5-1, fig. 5-5). À l'échelle régionale, la teneur en carbonate semble augmenter progressivement vers la mer, jusqu'à un front carbonaté qui traverse la partie externe du bassin du banc de Georges (fig. 5-4, 5-6, 5-9). Cette unité carbonatée est mise en corrélation avec la partie inférieure de la Formation d'Abenaki de la plate-forme de LaHave. Des rattachements aux puits COST ont permis de situer l'âge de cette unité entre le Bathonien et l'Oxfordien précoce (fig. 5-5). La trace du front carbonaté de l'Oxfordien inférieur est indiquée à la figure 5-9.

Sur les profils sismiques, l'unité a, qui atteint 1 007 m d'épaisseur dans le puits COST G-2 et 830 m dans le puits COST G-1, est constituée de réflexions assez fortes, à stratification régulière, qui forment un recouvrement transgressif discordant sur la séquence 1 et transgressif sur la plate-forme de Long Island et l'arche de Yarmouth. Vers la mer, en direction de l'« embouchure » du bassin du banc de Georges, cette unité dépasse légèrement l'accore pré-bathonien et forme un accore et un talus distincts, présentant un relief d'environ 1,5 à 2 km (fig. 5-4, 5-6, 5-9).

Des biohermes ou récifs isolés de faibles dimensions sont parfois associés aux réflexions supérieures de l'unité a. Deux structures de ce type ont été interprétées à l'intérieur de la zone du faciès à prédominance carbonatée. Leur position est indiquée à la figure 5-9 et projetée sur la coupe de la figure 5-4, où elle est représentée par un petit dôme noir au sud-ouest (à gauche) du puits Exxon 975.

Dans le puits Exxon Block 133, situé entre les puits COST G-1 et G-2 (fig. 5-9), des coulées ou filons-couches de diabase sont interstratifiés avec des couches de calcaire entre 4 044,7 et 4 177,8 m, dans la partie supérieure de l'unité a présente. Une carotte de 1 m a été prélevée dans la diabase au niveau de 4 111 m. Nul âge n'a été rapporté. L'événement sismique qui marque le sommet de l'unité a présente localement une intensité variable, peut-être à cause de la présence des couches volcaniques associées. Le puits G-1 n'a pas traversé de basalte, mais de minces couches de sédiments tufacés ont été observées dans l'intervalle du même âge dans le puits G-2 (Simonis, 1980). La position projetée du basalte est également indiquée à la figure 5-4, au sud-ouest (à gauche) du puits.

Deux cônes volcaniques ou monts sous-marins enfouis sont présents au large de l'accore de l'Oxfordien inférieur, sur le paléotalus (fig. 5-10). Ils se dressent au sud-ouest du mont Bear, qui est, dans la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre, la montagne sous-marine la plus au nord-ouest (fig. 5-9, 5-11). La base des monts sous-marins enfouis ne peut être clairement distinguée sur les profils sismiques

actuels, mais elle se situe approximativement au niveau stratigraphique du marqueur de l'Oxfordien inférieur (accore), qui est lui-même dans le prolongement du marqueur J_2 du talus défini par Shor et Uchupi (1984). Les marqueurs sismiques sus-jacents, à savoir le J_1 du Jurassique supérieur et celui du Crétacé inférieur, forment un biseau d'aggradation sur les cônes, tandis que sur le profil sismique de la figure 5-10, ils sont eux-mêmes recouverts des unités du Crétacé inférieur et supérieur. Ces structures, de même que le basalte trouvé dans le puits Exxon 133 et les tufs du puits COST G-2, suggèrent qu'un épisode de volcanisme a affecté la plate-forme et le talus du bassin du banc de Georges au tout début du Jurassique tardif. Ce volcanisme était probablement associé à un mouvement s'opérant le long de la zone de fracture des Açores.

Schlee et al. (1985) ont interprété les monts sous-marins enfouis comme des hauteurs du socle, et relevé une troisième structure de ce type à l'ouest du mont Bear. La coupe sismique de la figure 5-10 met clairement en évidence, sous ces hauteurs, des réflexions primaires discontinues et horizontales. Ces réflexions reposent sur une surface de discordance, qui pourrait être le marqueur J_3 et en dessous de laquelle s'étendent des couches à fort pendage. La continuité des réflexions sismiques sous ces structures exclut la possibilité qu'il s'agisse de hauteurs du socle mais, en revanche, elle accrédite la thèse de l'extrusion de cônes volcaniques sur les fonds marins au début du Jurassique tardif.

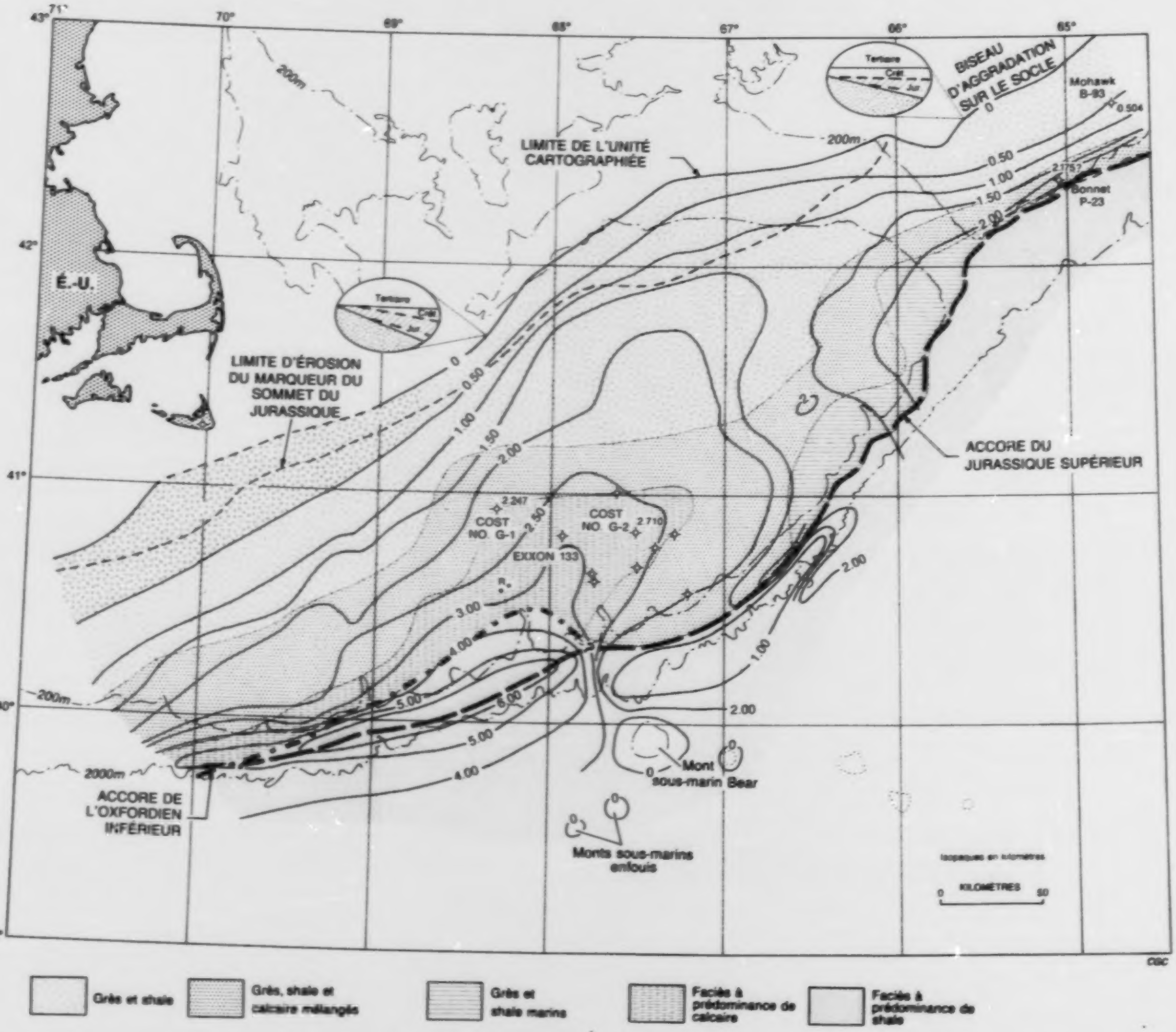


Figure 5-9. Carte isopaque de la séquence 2 (allant du pré-bathonien au sommet du Jurassique), avec les faciès généralisés de l'unité a (du Bathonien à l'Oxfordien précoce). R = récif probable. L'intervalle cartographié est figuré par des hachures en médaillons (voir la figure 5-5).

L'unité b, l'unité supérieure de la séquence 2, s'échelonne de l'Oxfordien précoce au Jurassique terminal ou au Crétacé initial. Elle a 1 417 et 1 703 m d'épaisseur dans les puits G-1 et G-2 respectivement, et un faciès plus varié que celui de l'unité a sous-jacente. Les roches clastiques prédominent au centre et dans la partie interne de la plate-forme continentale, tandis que la concentration des roches carbonatées augmente dans la région externe de la plate-forme ancienne (fig. 5-11). Le contact des roches clastiques avec les roches carbonatées sous-jacentes est progressif au large du puits G-2, les couches carbonatées persistant vers le haut. Côté terre, le contact est franc, malgré une concordance apparente. L'unité b est corrélée avec la partie supérieure de la Formation de Mic Mac dans le bassin Néo-Écossais (fig. 5-5).

Une érosion a affecté le sommet de la séquence 2, tout le long d'une bande pouvant atteindre 50 km de large qui commence au sud de l'île Nantucket et qui s'étend vers l'est jusqu'à l'extrémité occidentale de la plate-forme Néo-Écossaise. À l'est de cette bande, la sédimentation semble avoir été continue et a produit un biseau d'aggradation graduel sur le socle (fig. 5-9). Aucun hiatus n'a été mis en évidence au niveau de cet horizon dans les puits du banc de Georges, ce qui indique, par conséquent, un soulèvement ou un basculement différentiel de la plate-forme de Long Island.

Dans le puits G-2, l'unité b est constituée d'environ 535 m de roches clastiques et carbonatées mélangées, reposant sur les roches carbonatées de l'Oxfordien inférieur de l'unité a. Ce faciès est suivi vers le haut de 800 m de grès blancs, gris clair et rouges, de shales gris, marrons et rouges et d'un peu de calcaire et de charbon. Le sommet de l'unité est à prédominance de calcaire micritique à crayeux (fig. 5-5). L'interprétation environnementale du faciès clastique, d'après les microfossiles, met en évidence une régression dans un milieu de dépôt margino-marin (P. Ascoli, communication personnelle, 1983). Dans les puits COST G-1 et Exxon 133, l'unité b est composée presque entièrement de roches clastiques, alors que dans le puits Shell Block 410, elle comporte des couches de grès, de shales et de calcaires interstratifiées.

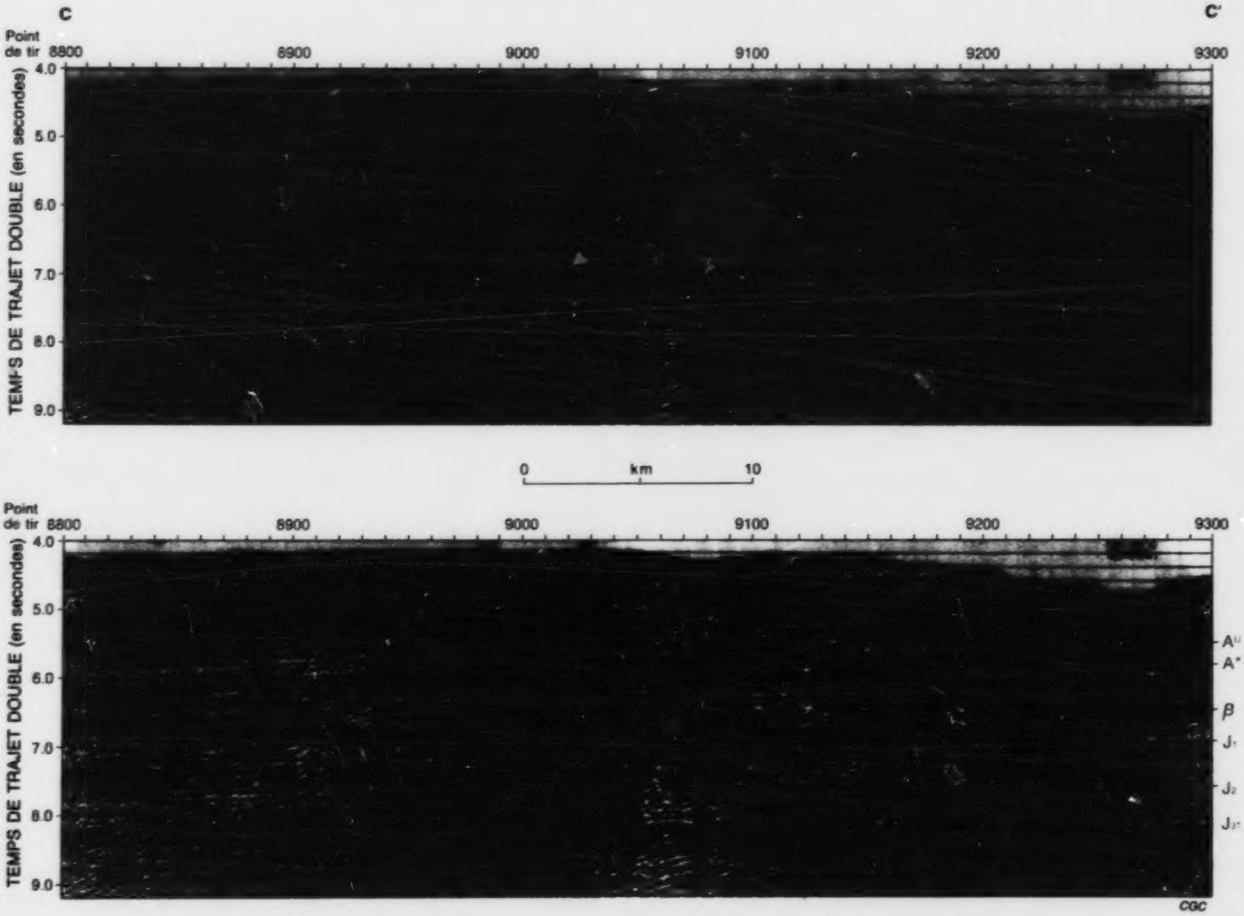


Figure 5-10. Coupe C-C' représentée à la figure 5-3. Portion du profil 13 de l'USGS montrant deux monts sous-marins enfouis à l'ouest du mont Bear. Le panneau du bas montre les résultats de l'interprétation du profil, les horizons sont identifiés à droite. Les horizons sismiques sont indiqués dans le texte.

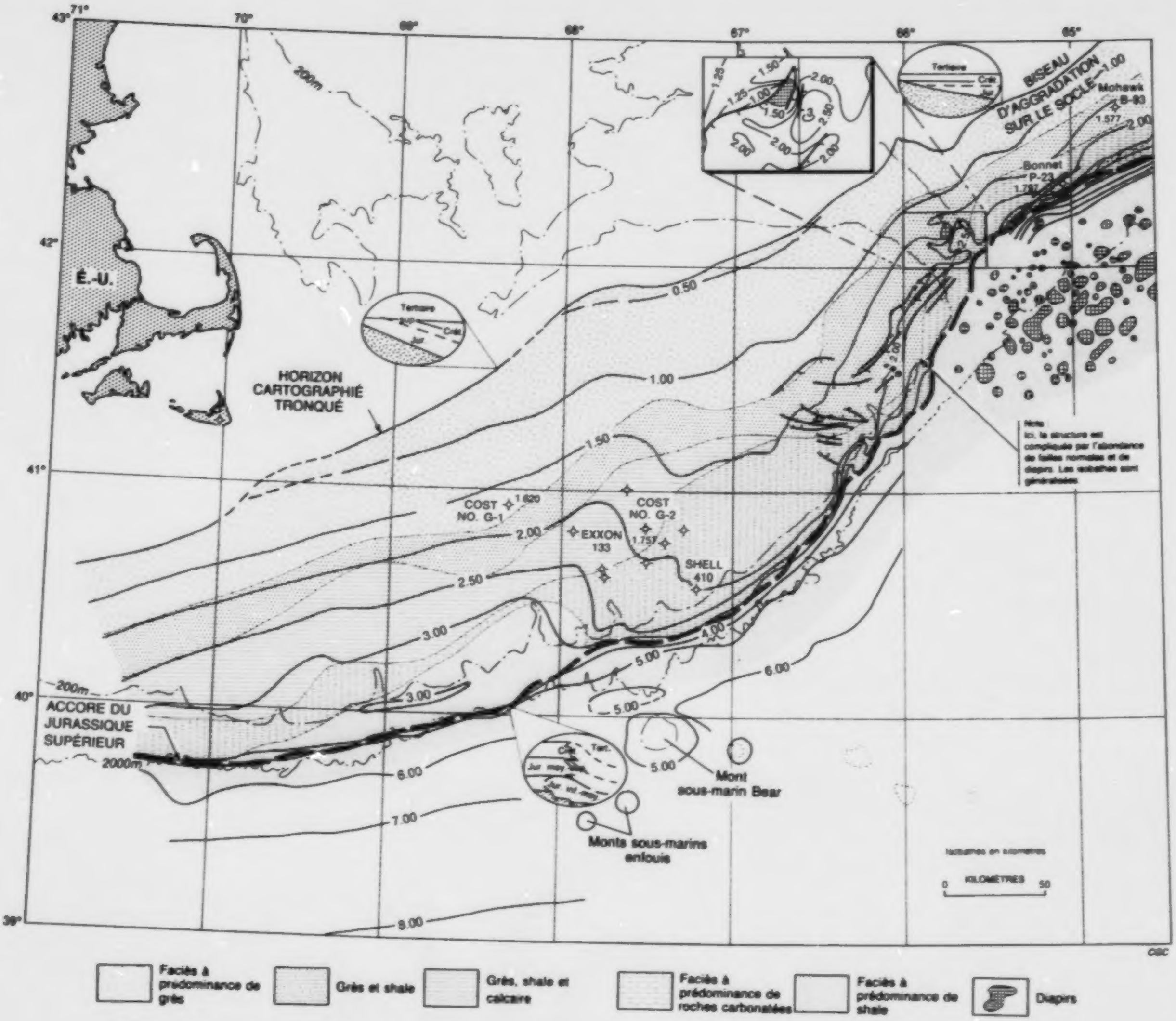


Figure 5-11. Carte isobathe du sommet du Jurassique et faciès généralisés de l'unité b (Jurassique supérieur) de la séquence 2. L'horizon cartographié est figuré en médaillons (voir la figure 5-5).

D'un point de vue sismique, l'unité b est relativement transparente sur une bonne partie de la région; à peine trouve-t-on, dispersées, des réflexions fortes et discontinues. À l'embouchure du bassin du banc de Georges, une série de réflexions fortes et progradantes sont présentes au-delà du front carbonaté délimité par le marqueur sismique de l'Oxfordien inférieur; elles forment une signature sismique caractéristique d'un delta. Les couches progradantes passent vers l'extérieur et vers le haut à des réflexions parallèles caractérisées par une fréquence plus basse et une meilleure continuité, signe d'un passage vers le haut à un faciès de calcaire. Le calcaire forme, sous la partie supérieure du talus actuel, une plate-forme et un front carbonatés, bien marqués, du Jurassique sommital (fig. 5-4 et 5-6). Ces épanchements clastiques, qui peuvent atteindre 4 km d'épaisseur, ont leur équivalent à l'est de l'arche de Yarmouth dans le sous-bassin de Shelburne, et mettent en évidence un changement marqué dans le type et le taux d'accumulation de l'apport sédimentaire local.

Le faciès deltaïque oxfordien a été discuté en détail par Mattick (1982). Ce dernier a décrit un faciès sismique inférieur de progradation oblique, surmonté d'un faciès sismique de progradation sigmoïde qui, selon lui, sont caractéristiques des deltas fluviaux et des sédiments de plaine côtière qui leur sont associés. Cependant, en établissant des corrélations avec le puits COST G-2, ayant observé que la zone inférieure était constituée de roches carbonatées et que la zone supérieure était à prédominance de roches clastiques, il a conclu que le faciès oblique représentait des lits de calcaire déposés dans un milieu à forte énergie, précisant qu'il s'agissait peut-être de calcaire oolitique, et que le faciès sigmoïde était le résultat d'un apport ultérieur de roches clastiques. Klitgord et al. (1982) et, Schlee et Fritsch (1983) abondent dans ce sens; de toute évidence, ils ne

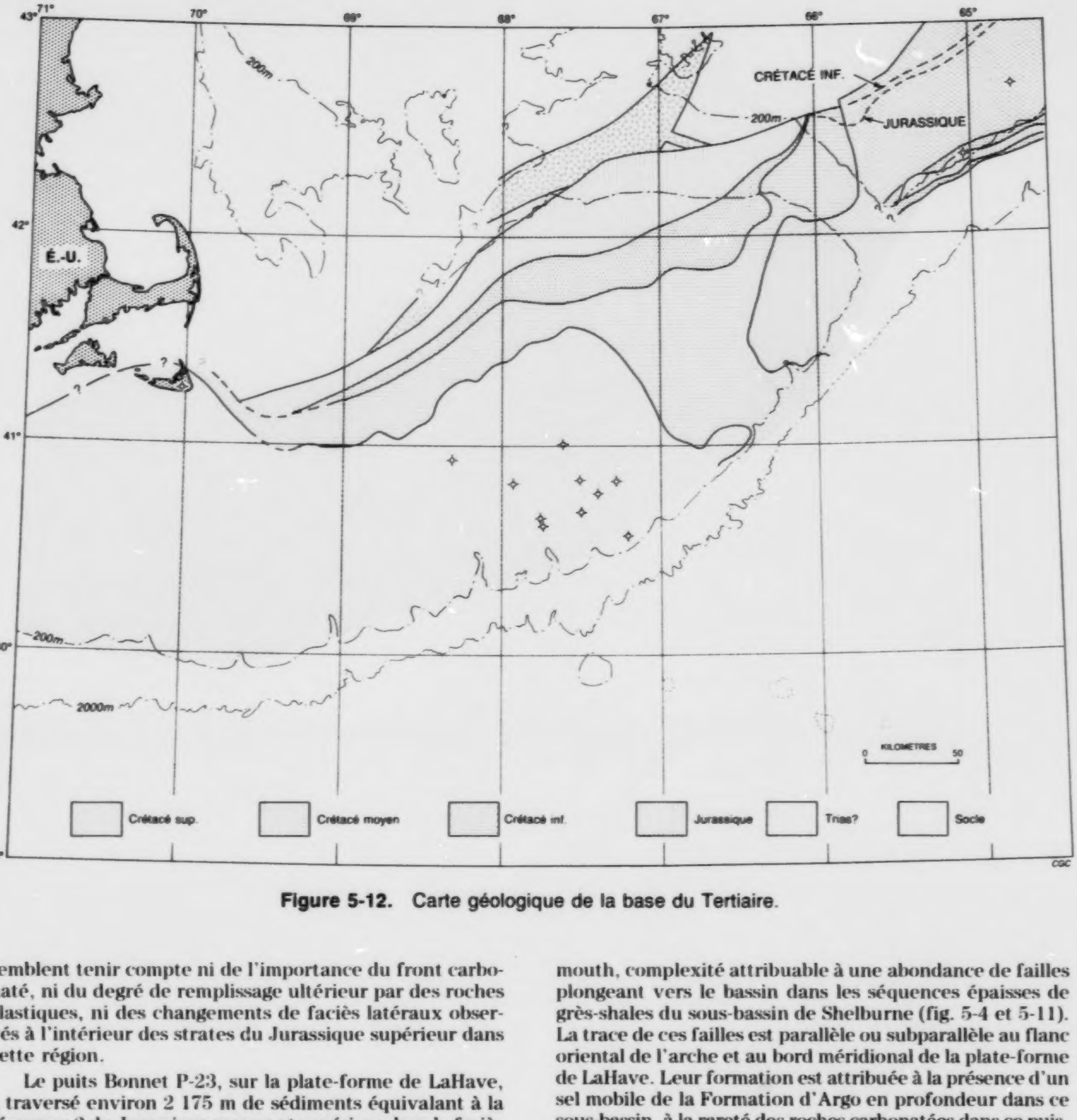


Figure 5-12. Carte géologique de la base du Tertiaire.

semblent tenir compte ni de l'importance du front carbonaté, ni du degré de remplissage ultérieur par des roches clastiques, ni des changements de faciès latéraux observés à l'intérieur des strates du Jurassique supérieur dans cette région.

Le puits Bonnet P-23, sur la plate-forme de LaHave, a traversé environ 2 175 m de sédiments équivalant à la séquence 2 du Jurassique moyen et supérieur dans le faciès à prédominance de roches carbonatées. Dans le puits Mohawk B-93, la coupe du même âge est constituée de 504 m de roches à prédominance clastique reposant sur des roches du socle granitique (fig. 5-9 et 5-11).

Les isobathes régionales du sommet du Jurassique mettent en évidence une surface uniforme plongeant vers le sud jusqu'à un accore abrupt qui se trouve non loin, au large, de la bordure actuelle de la plate-forme continentale (fig. 5-11). La trace de l'accore telle qu'elle se présente actuellement est sigmoïde du banc de Georges au banc de Brown. Dans le détail, toutefois, la surface affiche une très grande complexité structurale à l'est de l'arche de Yarmouth, complexité attribuable à une abondance de failles plongeant vers le bassin dans les séquences épaisses de grès-shales du sous-bassin de Shelburne (fig. 5-4 et 5-11). La trace de ces failles est parallèle ou subparallèle au flanc oriental de l'arche et au bord méridional de la plate-forme de LaHave. Leur formation est attribuée à la présence d'un sel mobile de la Formation d'Argo en profondeur dans ce sous-bassin, à la rareté des roches carbonatées dans ce puissant faciès clastique régressif et peut-être aussi à l'existence de formations en surpression en profondeur.

Au large de l'accore du Jurassique supérieur, où aucun mont sous-marin ne vient rompre leur continuité, les strates du Jurassique moyen et supérieur forment un faciès abyssal à stratification régulière qui, dans la zone distale, forment un biseau d'aggradation sur la couche 2 du socle. Elles sont l'équivalent de la partie inférieure de la Formation de Verrill Canyon dans le bassin Néo-Écossais.

Le biseau d'aggradation sur le socle ainsi que les effets d'une érosion du sommet des roches du Jurassique moyen et supérieur produisent des variations d'épaisseur dans la

séquence 2 sur la plate-forme de Long Island. L'épaisseur de la séquence augmente rapidement, passant d'environ 1 km sur l'extrémité méridionale de l'arche de Yarmouth à plus de 6 km le long de l'axe du bassin, sous la partie supérieure du talus actuel, sur une distance de 30 km à peine (fig. 5-9). Cet épaississement rapide est lié à la progradation du front carbonaté oxfordien sous-jacent, ainsi qu'au développement vers la mer de la bordure de plate-forme du Jurassique supérieur.

En résumé, les strates du sommet du Jurassique moyen et supérieur sous le banc de Georges comprennent une unité de roches carbonatées de plate-forme (unité a) surmontée d'une épaisse succession clastique régressive (unité b) qui forme, à l'embouchure du bassin du banc de Georges, un complexe deltaïque de faible étendue mais de forte épaisseur. À la toute fin du Jurassique, le faciès de plate-forme externe était constitué essentiellement de calcaires, et ces calcaires ont formé un front carbonaté proéminent (fig. 5-4, 5-6, 5-9, 5-11). Les faciès et milieux de dépôt sont semblables à ceux qui se trouvaient à cette époque dans la région de l'île de Sable, dans le bassin Néo-Écossais. Ils sont corrélés avec la partie supérieure de la Formation de Mohican et avec les formations d'Abenaki et de Mic Mac de la plate-forme Néo-Écossaise.

Séquence 3 : Crétacé

Le Crétacé du bassin du banc de Georges est compris en entier dans la séquence 3. Deux marqueurs sismiques le divisent en trois unités qui sont informellement désignées comme les unités du Crétacé inférieur, moyen et supérieur (fig. 5-5). L'unité du Crétacé inférieur s'étend de l'événement sismique du sommet du Jurassique à un réflecteur que l'on fait correspondre au marqueur « O », qui est produit par une série de minces lits de calcaires transgressifs à l'intérieur de la Formation de Missisauga de la plate-forme Néo-Écossaise (Wade et MacLean dans la partie 2 du présent chapitre). L'équivalent du marqueur « O » est présent

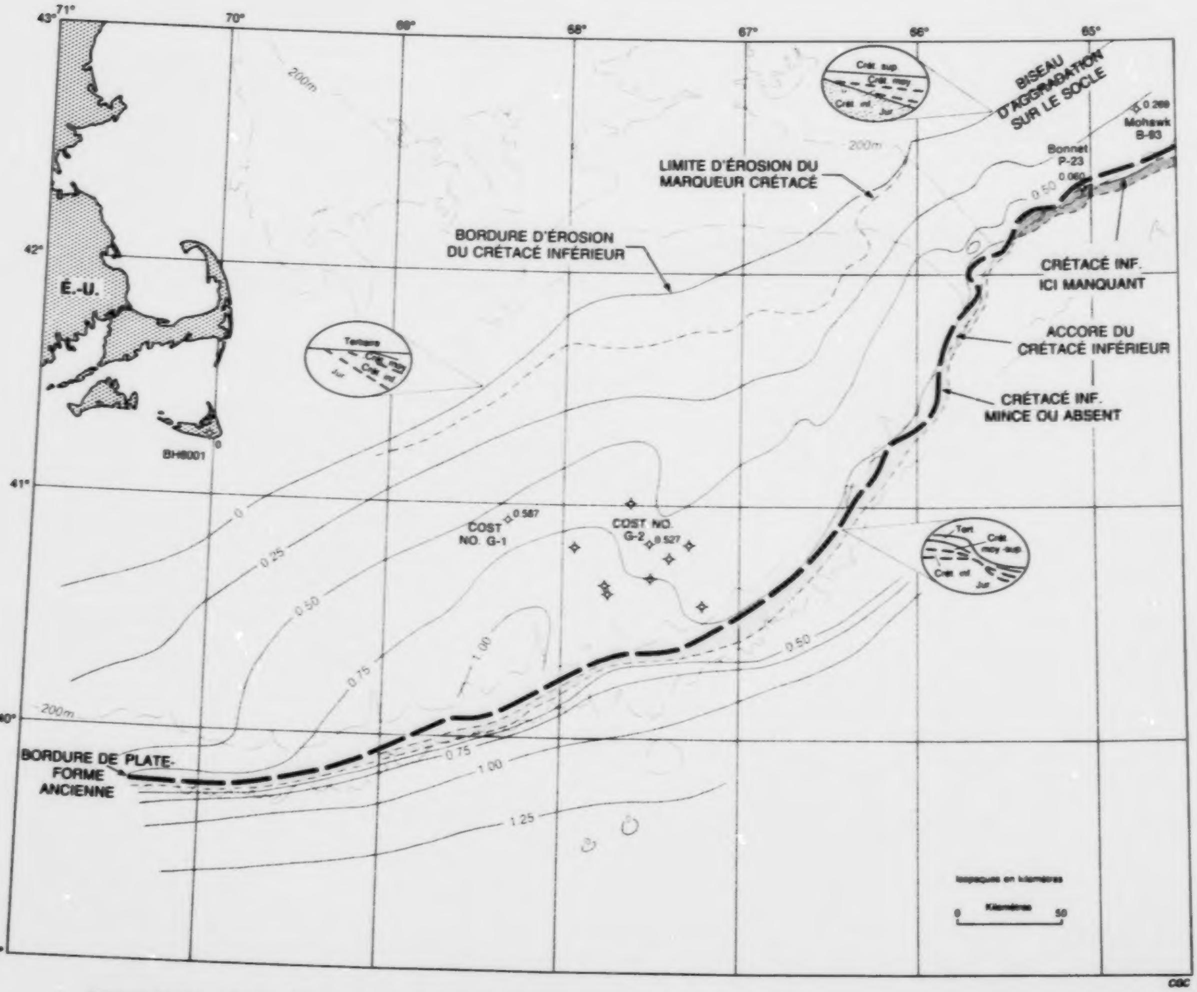


Figure 5-13. Carte isopaque de l'unité du Crétacé inférieur. L'intervalle cartographié est figuré par des hachures en médaillons (voir la fig. 5-5).

approximativement au sommet du Hauterivien dans le puits COST G-1 et à la base du Barrémien dans le puits COST G-2 (tableau 5-1, fig. 5-5). L'unité du Crétacé moyen s'étend jusqu'à un réflecteur sismique associé à une discordance située entre l'Aptien et le Cénomanien (tableau 5-1). Dans les parties externes du bassin, une mince couche de calcaire est présente à environ 30 m au-dessus de la discordance; elle est à peu près l'équivalent du Membre de Petrel de la Formation de Dawson Canyon sur la plate-forme Néo-Écossaise (fig. 5-5). Le réflecteur marquant le sommet de l'unité du Crétacé moyen est considéré comme le marqueur équivalent du Membre de Petrel. Quant à l'unité du Crétacé supérieur, elle s'étend du marqueur équivalent de Petrel à une discordance qui, sur une vaste étendue, marque la limite entre le Crétacé et le Tertiaire.

Sous la majeure partie du banc de Georges, les unités du Crétacé ont été inclinées et érodées postérieurement à leur dépôt, de sorte que les plus anciennes sont aussi les plus étendues, alors que la distribution des plus récentes est plus restreinte (fig. 5-12). Au sud de Cape Cod et sur la partie occidentale de la plate-forme Néo-Écossaise, toutefois, les trois unités semblent successivement transgressives, chaque unité recouvrant en discordance la précédente et formant un biseau d'aggradation sur le socle. Le faciès crétacé de la plate-forme de Long Island met en évidence la présence de vastes dépôts non marins bien au sud du milieu de dépôt marin peu profond de la plate-forme de LaHave; une baie aurait donc existé à l'est de l'arche de Yarmouth. Ces dépôts suggèrent qu'une flexure s'est produite durant le Crétacé au voisinage du chenal Nord-Est et sur le flanc oriental de l'arche de Yarmouth, qui a produit concurremment le dépôt d'un faciès continental sur la plate-forme de Long Island et un épisode de subsidence et de sédimentation marine dans le sous-bassin de Shelburne.

Crétacé inférieur

En coupe parallèle au pendage, l'unité du Crétacé inférieur a la forme d'un biseau régulier; à partir d'une bordure d'érosion proximale qui recouvre en retrait le Jurassique, son épaisseur augmente progressivement jusqu'à un maximum de plus de 1 km dans l'axe du bassin, près du paléoaccore (fig. 5-6). Dans les puits COST G-1 et G-2, elle a 587 m et 527 m d'épaisseur respectivement. Cette unité est très mince voire absente dans une zone étroite longeant le paléotalus supérieur, mais elle s'épaissit progressivement jusqu'à dépasser 1 km sur les parties moyenne et inférieure du talus (fig. 5-13). Dans la zone distale, le réflecteur supérieur (approximativement à la limite entre le Hauterivien et le Barrémien) est corrélé avec l'horizon océanique, tandis que le réflecteur inférieur (situé à peu près au sommet du Jurassique) correspond à l'horizon J_1 de Klitgord et al. (1982).

Sismiquement, l'unité du Crétacé inférieur produit des réflexions d'amplitude faible à modérée qui passent de discontinues à semi-continues en direction du large. Elles correspondent à un faciès de grès et shale présent sur une bonne partie du banc de Georges, qui passe latéralement à un faciès de calcaire et shale en direction du paléoaccore. La lithologie des faciès abyssaux est inconnue, mais d'après les données sismiques, ces faciès semblent comprendre des turbidites qui passent vers le haut à des couches de calcaire et de marne d'eau profonde, lesquelles sont contemporaines des couches de calcaire équivalentes qui forment le marqueur «O» sur la plate-forme continentale.

Le long de la bordure sud-ouest du banc de Georges, l'accore de cette unité du Crétacé inférieur se trouve légèrement décalé vers la terre par rapport à celui du Jurassique supérieur; une contremarche distincte, faisant face au large, relie l'accore ancien au plus jeune. Ailleurs, les deux bordures coïncident presque (fig. 5-6). Cependant, dans certaines zones, il y sans doute eu construction progradante à la bordure de la plate-forme au cours de la sédimentation du Crétacé inférieur, puisque l'unité est localement surépaissie à l'accore.

Malgré la prédominance d'un faciès clastique déposé dans des milieux non marins à épinéritiques, les lithologies observées aux puits COST mettent en évidence un faciès légèrement transgressif vers le haut, avec la présence de bancs de calcaire mineurs au niveau du marqueur sismique supérieur. Cette unité du Crétacé inférieur équivaut à la partie de la Formation de Missisauga de la plate-forme Néo-Écossaise qui est sous-jacente au marqueur «O» et qui affiche une tendance lithologique similaire.

Les isobathes du sommet de l'unité du Crétacé inférieur plongent uniformément vers le sud à travers la plate-forme de Long Island. Une petite dépression résiduelle, marquant l'axe du bassin du banc de Georges, est flanquée à l'est par une large bosse qui correspond à l'arche de Yarmouth. À l'est de l'arche, les isobathes décrivent un arc qui passe par la partie orientale du banc de Georges, traverse le chenal Nord-Est pour aboutir dans la partie occidentale de la plate-forme Néo-Écossaise. Le pendage est orienté vers le sud-est et le sud. Ainsi, durant cette partie du Crétacé précoce, le milieu de sédimentation semble avoir été passablement uniforme sur le banc de Georges et la plate-forme Néo-Écossaise.

Crétacé moyen

L'unité du Crétacé moyen, située entre des marqueurs sismiques qui correspondent approximativement au marqueur «O» et au membre de Petrel, comprend les équivalents stratigraphiques de la partie supérieure de la Formation de Missisauga et une série condensée de la Formation de Logan Canyon (fig. 5-5). La discordance de l'Aptien-Cénomanien, sus-jacente à cette unité, est très étendue; on la retrouve dans les deux puits COST et dans le puits Mohawk. L'Albien ne semble pas représenté dans ces puits (Ascoli, 1976; Barsset al., 1979; P. Ascoli, communication personnelle, 1983). En coupe parallèle au pendage, l'unité forme un biseau stratigraphique, son épaisseur passant d'une valeur nulle en amont-pendage sur la plate-forme de Long Island à un maximum d'environ 1 000 m le long de l'axe du bassin à la hauteur du paléoaccore. Dans la direction des couches, l'unité s'épaissit à deux endroits, d'abord dans l'axe du bassin du banc de Georges, ensuite dans le sous-bassin de Shelburne. Entre ces deux zones d'épaississement, sur l'arche de Yarmouth, l'unité du Crétacé moyen est mince, en partie à cause de l'érosion (fig. 5-4).

Dans le puits COST G-2, l'unité du Crétacé moyen a 533 m d'épaisseur; elle est constituée de mudstone gris interstratifié de siltstone et de grès, avec accessoirement de minces bancs de calcaire dont la fréquence augmente vers le sommet. Dans le puits COST G-1, côté rivage, l'unité

a 350 m d'épaisseur et est constituée de grès plus grossier et de shale interstratifiés. Dans le puits Mohawk, elle a 301 m d'épaisseur et est à prédominance de shale. Au large du puits Mohawk, sous la partie externe de la plate-forme Néo-Écossaise, elle a été tronquée par un épisode d'érosion de la bordure de plate-forme au cours du Tertiaire.

Sismiquement, cette unité se caractérise par des réflexions quelque peu discontinues, d'amplitude faible à modérée. Sa continuité augmente vers l'accore. Sous le talus continental, elle est difficile à retracer; on la rattache provisoirement aux couches situées entre les réflecteurs océaniques ß et A*. Dans ses occurrences les plus distales, par exemple au sud du mont Bear, elle a plus de 600 m d'épaisseur (fig. 5-6).

L'extrémité marine de la coupe de la figure 5-6 traverse le flanc méridional du mont Bear. Malgré la médiocrité des données sismiques produites par le talus supérieur, il semble que le sommet des roches volcaniques soit situé entre le marqueur « O » et le Membre de Petrel. Le réflecteur marquant le sommet du Jurassique s'étend sur une certaine distance sous ce qui est interprété comme une couche volcanique. Deux hypothèses sont considérées. Ou bien cette couche volcanique s'est mise en place au moment du dépôt du marqueur « O », ou à peu près, et, dans ce cas, le mont sous-marin se serait élevé bien au-dessus du niveau marin. Ou bien l'activité volcanique n'a eu lieu que beaucoup plus tard, au Turonien, et le sommet du mont aurait à peine atteint le niveau marin. La première corrélation s'accorde avec Vogt et Tucholke (1979) qui ont déduit, d'après les mouvements postulés au-dessus d'un point chaud, que l'activité volcanique au voisinage du mont Bear avait eu lieu vers 120 Ma. Cependant, la différence d'âge de 30 à 40 Ma entre le mont Bear et les deux monts sous-marins enfouis dont il a été question précédemment (fig. 5-10) indique que ces édifices montagneux sont davantage le résultat d'un volcanisme associé à un mouvement périodique le long de la zone de fracture des Açores que le produit d'un point chaud.

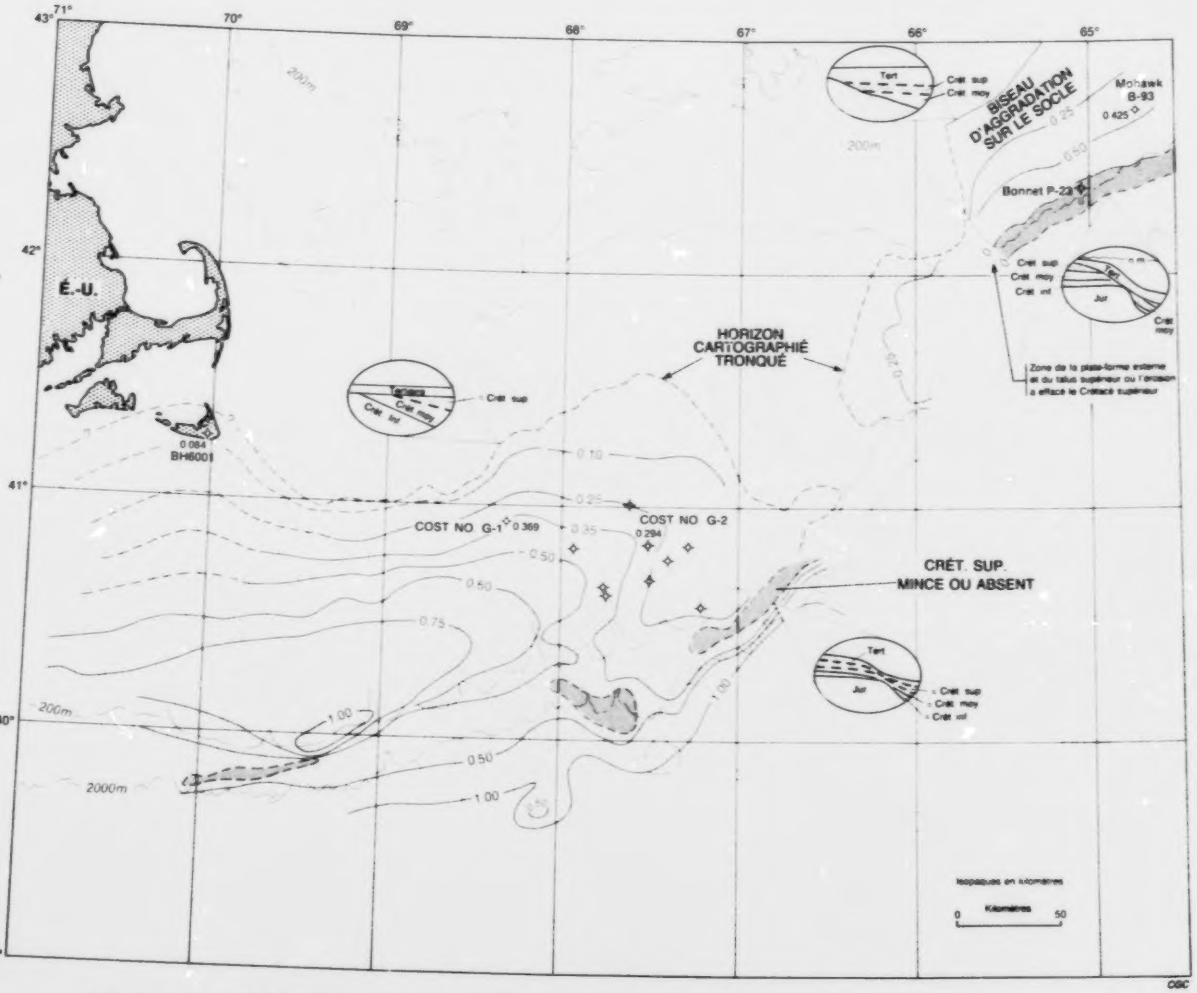


Figure 5-14. Carte isopaque de l'unité du Crétacé supérieur. L'intervalle cartographié est figuré par des hachures en médaillons (voir la fig. 5-5).

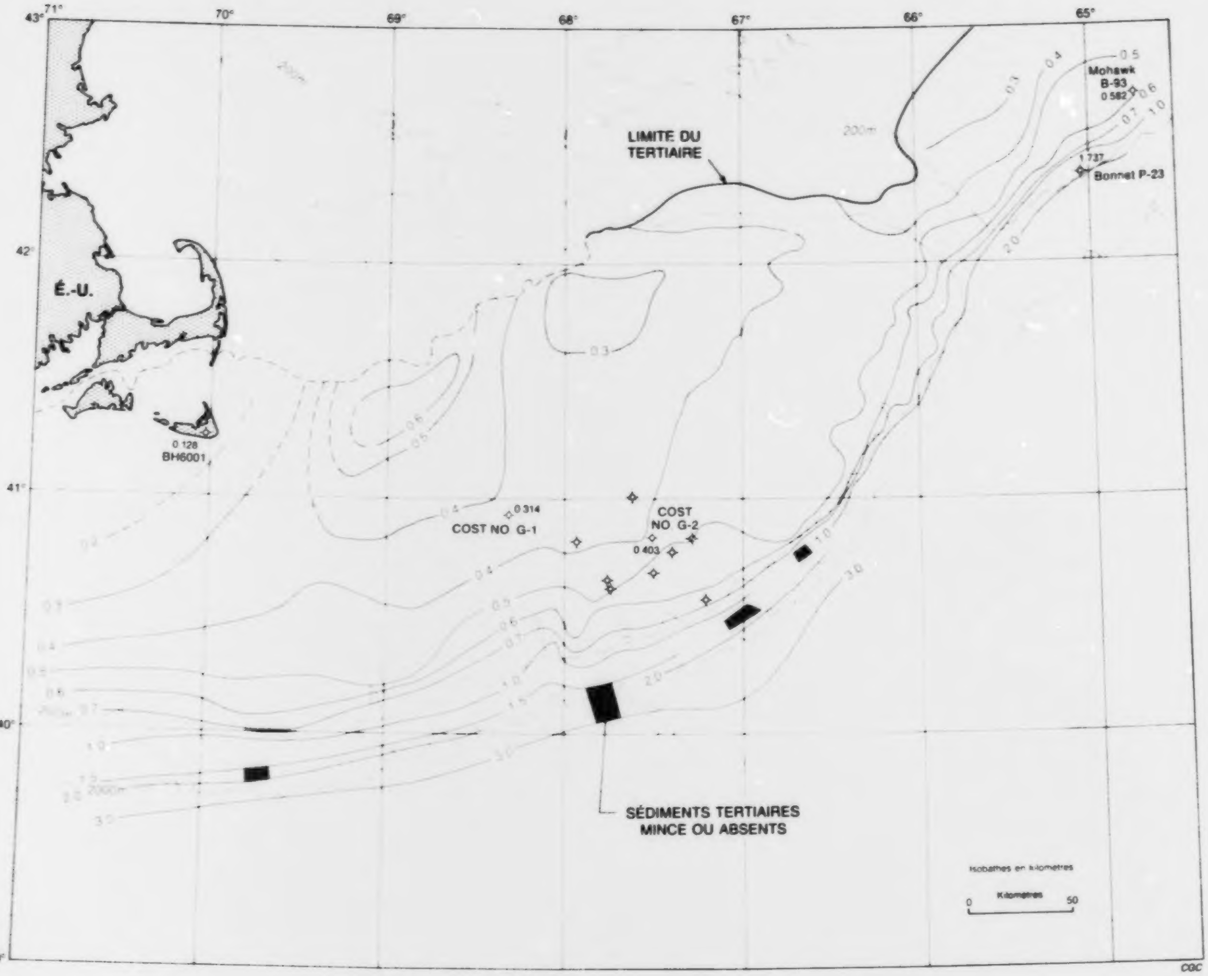


Figure 5-15. Courbes isobathes de la base du Tertiaire. L'horizon cartographié est représenté à la figure 5-5.

Crétacé supérieur

L'unité sommitale de la séquence 3 se trouve entre la discordance à la base du Cénomanien (marqueur équivalent au Membre de Petrel) et une discordance d'érosion située au sommet du Crétacé (fig. 5-5). Elle équivaut à la Formation de Dawson Canyon et peut-être aussi à la Formation de Wyandot de la plate-forme Néo-Écossaise. Poag et Schlee (1984) ont reconnu trois autres discordances à l'intérieur de cette unité dans le bassin du banc de Georges. L'unité du Crétacé supérieur est relativement mince et discontinue. Elle est restreinte à la partie sud-ouest du bassin du banc de Georges, longeant un axe de direction N 60°E, et à l'extrémité occidentale du bassin Néo-Écossais (fig. 5-14). Elle est épaisse de 84 m dans le puits Nantucket, et de 369 et 294 m dans les puits COST G-1 et G-2 respectivement. Elle atteint une épaisseur maximale d'environ 1 km dans une petite zone voisine de l'accore. En outre, cette unité est très mince ou localement absente dans la partie supérieure du talus ancien, mais elle va en s'épaississant vers le large jusqu'à dépasser 1 km. Dans les puits, l'unité est constituée de siltstones argileux et d'argilites calcaires de couleur gris pâle qui passent vers le haut à des grès non consolidés à grain moyen à grossier. Dans le puits Mohawk B-93, l'unité du Crétacé supérieur est épaisse de 425 m et constituée presque entièrement de shales. Là encore, l'unité est en contact discordant avec les strates tertiaires sus-jacentes.

Les données micropaléontologiques provenant des puits indiquent que la lacune stratigraphique entre les unités du Crétacé et du Tertiaire s'échelonne du Santonien-Campanien précoce au Paléocène, la discordance étant surmontée de sédiments du Paléocène supérieur (Ascoli, 1976; Poag, 1982; P. Ascoli, communication personnelle, 1983; Poag et Schlee, 1984). L'érosion survenue au cours de cette période lacunaire a peut-être enlevé jusqu'à 1 km de sédiments crétacés dans la région de l'arche de Yarmouth.

Les réflecteurs du Jurassique et du Crétacé sont très uniformes dans le bassin du banc de Georges, sauf dans certaines situations, par exemple dans les parties du dépôt qui recouvrent la marge du bassin ou l'arche de Yarmouth,

où les épaisseurs sédimentaires sont moindres. Rien n'indique un mouvement structural contemporain de la sédimentation à l'échelle locale ni à l'échelle régionale (c'est-à-dire à l'échelle d'un bloc lithosphérique). Cependant, durant la période correspondant à la lacune stratigraphique entre le Crétacé et le Tertiaire, il s'est produit au niveau du socle un rajustement structural mineur de la région du banc de Georges, qui a réactivé des failles et qui s'exprime aujourd'hui dans la coupe sédimentaire par des bosses et des creux de petites dimensions.

Séquence 4 : Cénozoïque

Les strates postérieures au Crétacé à la grandeur du banc de Georges sont comprises dans la séquence 4. Elles s'étendent en biseau sur la plate-forme externe. Elles sont constituées principalement de roches tertiaires portant une couverture mince et variable de sédiments non consolidés du Quaternaire. Leur épaisseur, nulle à la bordure d'érosion longeant la marge interne du banc de Georges, s'accroît progressivement pour atteindre environ 1 km à l'accore (fig. 5-15). La discordance du Crétacé-Tertiaire forme une surface relativement lisse, sauf à un endroit au sud-est de Cape Cod, où deux profils sismiques mettent en évidence une dépression parabolique de 300 m de profondeur; les strates mésozoïques ont été évidées de telle sorte qu'une partie des sédiments tertiaires repose directement sur le socle (fig. 5-12, 5-13). L'exutoire de ce bassin n'a pu être détecté en raison de l'espacement des profils de réflexion profonde, mais il pourrait bien se trouver au voisinage du chenal Great South. La base de la séquence 4 est plane sous le chenal Nord-Est, mais elle a été amincie de plus de 200 m par le creusement du chenal au cours du Cénozoïque tardif. Vers l'embouchure du chenal, un grand diapir de sel a percé les strates jurassiques et crétacées et fait intrusion dans les sédiments tertiaires.

En ce qui concerne la séquence 4 du banc de Georges, le contrôle lithologique détaillé se limite aux puits COST, encore que seule la partie la plus basse a été échantillonnée jusqu'ici. Dans le puits COST G-2, des sables glauconieux présents entre 381,0 et 402,3 m ont été interprétés par Simonis (1980) comme marquant la discordance du Crétacé-Tertiaire. Dans le puits de l'île Nantucket, la séquence 4 a 128 m d'épaisseur; elle comprend une zone supérieure constituée de 85 m de grès moyens à très grossiers et une zone inférieure de sables glauconieux verts à matrice de glauconites silto-argileuses qui repose sur la discordance (Folger et al., 1978).

Le puits Mohawk B-93, sur la plate-forme de LaHave, met en évidence un épisode majeur d'érosion de la bordure de plate-forme, qui remonte probablement à l'Éocène tardif (Ascoli, 1976; Barss et al., 1979). Les données sismiques indiquent qu'à la même époque, la partie occidentale de la plate-forme Néo-Écossaise a été incisée par plusieurs chenaux majeurs. Certains d'entre eux ont plus de 300 m de profondeur et traversent entièrement les strates du Tertiaire inférieur et une partie des strates du Crétacé supérieur. Cet épisode d'érosion a été suivi d'une période d'épanchement vigoureux de sédiments clastiques, puis, au Tertaire tardif, de la construction d'une nouvelle bordure de plate-forme continentale. Cependant, il n'a pas été reconnu dans la partie méridionale du banc de Georges, où le Tertiaire, bien que relativement mince, est ininterrompu de la plate-forme externe jusqu'au talus inférieur.

Une épaisse lentille de sédiments quaternaires est présumée reposer sur la partie inférieure du talus continental et sur la partie supérieure du glacis, et ce dans toute la région. Elle semble s'amincir progressivement jusqu'à disparaître près de la base du talus supérieur au large du banc de Georges; cependant, sur la partie occidentale de la plate-forme de LaHave, elle fait partie du prisme sédimentaire épais qui recouvre la plate-forme externe. Les données sismiques ont mis en évidence deux principales zones d'accumulation de sédiments quaternaires. La plus vaste se trouve au large de l'embouchure du chenal Nord-Est (fig. 5-4, à droite), et l'autre au large du chenal Great South. Dans chacune, l'épaisseur maximale des sédiments dépasse 800 m. Ces accumulations confirment que les deux chenaux étaient actifs durant la phase de bas niveau marin du Pléistocène.

POTENTIEL PÉTROLIER ET GAZIER

Les bassins sédimentaires au large des côtes est de la Nouvelle-Angleterre et de la Nouvelle-Écosse sont, depuis plus de vingt ans, le théâtre d'une vigoureuse activité d'exploration pétrolière et gazière. Les premiers permis d'exploration pétrolière sur le banc de Georges ont été octroyés en 1964 par le gouvernement du Canada; ils couvraient la partie du banc située à l'est d'une ligne tracée à mi-chemin entre la Nouvelle-Écosse et Cape Cod. De nombreux levés sismiques y ont été exécutés depuis, sans jamais que des puits n'y soient forés.

Un consortium de sociétés pétrolières a exécuté un levé sismique régional sur le banc de Georges en 1974, après quoi les puits d'exploration stratigraphique, COST G-1 et G-2 ont été forés dans le bassin du banc de Georges en 1976 et 1977 respectivement. En décembre 1979, le Department of Interior du gouvernement américain a accordé 63 concessions d'exploration pétrolière, à l'intérieur desquelles huits puits d'exploration ont été forés entre le milieu de 1981 et la fin de 1982. Aucun de ces puits n'a rencontré d'hydrocarbures.

Le banc de Georges repose sur deux bassins sédimentaires, à savoir le bassin du banc de Georges et le bassin Néo-Écossais. Ils sont très différents l'un de l'autre par leurs faciès sédimentaires et par leur style structural. Le bassin du banc de Georges s'est développé dans une dépression d'une plate-forme structurale relativement stable après la rupture continentale. Le début de son développement a été caractérisé par une sédimentation à prédominance carbonatée, ce qui indique un milieu stable et un nombre restreint de sources clastiques majeures. Les faciès clastiques subséquents affichent peu de variations ou de structures.

Les types de matières organiques, les quantités de roches mères et les états de maturation ont été étudiés dans les puits COST G-1 et G-2 (Miller et al., 1982; Arthur, 1982b). Il y a prédominance de kérogène de type II dans le faciès clastique des deux puits, tandis que les types I et II sont présents dans les roches carbonatées. Cependant, le pourcentage d'hydrocarbures extractibles est faible et la qualité de la roche mère peut être qualifiée globalement de pauvre à passable. Les gradients géothermiques corrigés, qui sont de 21,3°C/km dans le puits COST G-1 et de 26,6°C/km dans le puits COST G-2, sont un peu plus faibles que ceux mesurés dans les puits de la région de l'île de Sable, sur la plate-forme Néo-Écossaise, qui s'échelonnent

de 2,6 à 3,4°C/100 m (Nantais, 1983). Malgré tout, la réflectance de la vitrinite et d'autres indicateurs de l'état de maturation mettent en évidence la présence d'une section mature dans les deux puits COST, dont la base est située entre 4 500 et 5 000 m dans cette partie du bassin.

Il ressort de ces données que les formations les plus favorables à la production de pétrole et de gaz sont les strates du Jurassique moyen au Crétacé inférieur de la partie externe du bassin du banc de Georges, à proximité du bord de la plate-forme continentale actuelle et sur la partie supérieure du talus actuel, en association avec des faciès marins plus épais, les divers fronts carbonatés et les petits biseaux clastiques progradants qui leur sont associés. Les pièges stratigraphiques semblent constituer le type de piège le plus courant dans cette partie du bassin.

Sous la partie orientale du banc de Georges, par contre, le sous-bassin de Shelburne du bassin Néo-Écossais est présumé contenir un puissant faciès gréseux interdigité avec un shale marin, qui s'est déposé sur une unité salifère épaisse et mobile et qui a entraîné la formation de grandes failles listriques et de nombreuses structures diapiriques. Un milieu comme celui-là est de nature à favoriser les relations entre roche mère et roche réservoir et les nombreuses structures devraient faciliter la migration des hydrocarbures. En outre, la présence d'un faciès clastique marin du Jurassique à des profondeurs moindres que dans le sous-bassin de Sable augmente les chances que des hydrocarbures puissent être présents dans la partie orientale du banc de Georges.

REMERCIEMENTS

L'auteur désire remercier H.B.S. Cooke et K. Klitgord de leur précieuse contribution à la révision scientifique. Il remercie tout particulièrement P. Ascoli, dont les études nombreuses et approfondies sur les ostracodes et les foraminifères ont permis de doter les puits COST d'un contrôle chronologique qui a servi de référence commune aux données sismiques dont il est rendu compte dans le présent chapitre.

PARTIE 2 : CONSIDÉRATIONS SUR LA GÉOLOGIE DU BASSIN NÉO-ÉCOSSAIS D'APRÈS DE RÉCENTES DONNÉES SISMIQUES ET DONNÉES DE PUITS

J.A. Wade et B.C. MacLean

Le bassin Néo-Écossais s'étend de la partie orientale du banc de Georges jusqu'au centre des Grands Bancs, soit une longueur de 1 200 km, et de la bordure submergée des roches de la plaine côtière jusqu'au glacis continental, ce qui lui donne une superficie d'environ 300 000 km^2. La physiographie de cette partie de l'Est du Canada est illustrée à la figure 5-1.

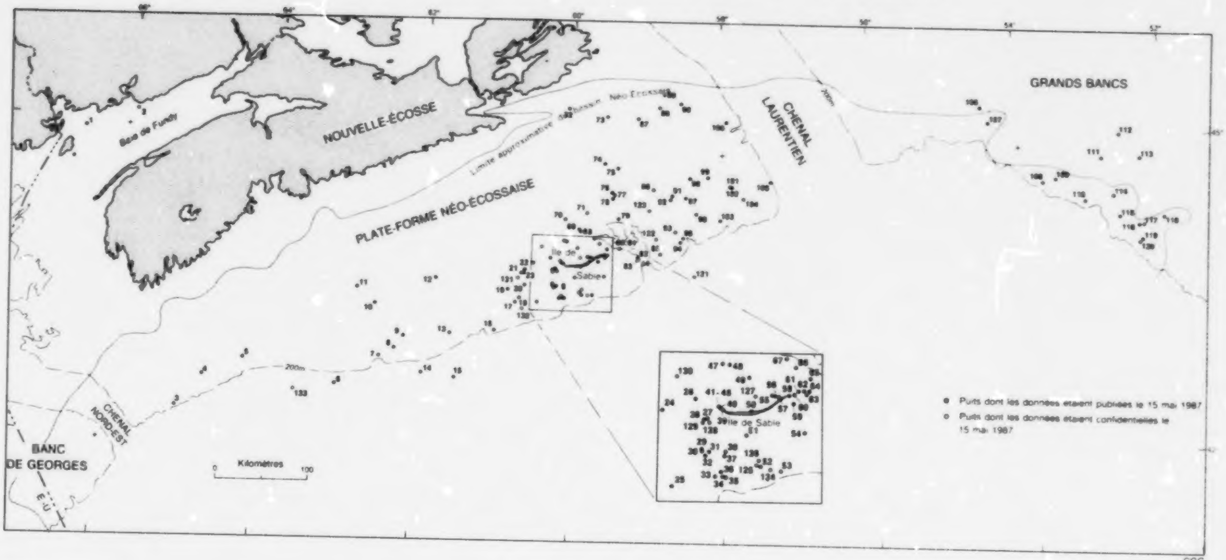
La figure 5-16 et la figure 1 (en pochette) indiquent la position de tous les puits d'exploration forés dans le bassin Néo-Écossais jusqu'à la fin de 1986. Le contrôle utilisé pour l'interprétation de la stratigraphie du bassin Néo-Écossais est basé sur les résultats obtenus dans les puits numérotés de 1 à 120 inclusivement. Parmi ces puits, 15 ont été forés dans la partie occidentale des Grands Bancs, 2 dans la baie de Fundy, et les autres sur la plate-forme Néo-Écossaise et le talus qui la prolonge. Les données de puits ont été rattachées à des profils de sismique-réflexion exécutés par l'industrie, couvrant plus de 170 000 km, dont on a tiré une interprétation géologique régionale. Pour une vaste zone centrée sur le banc de Saint-Pierre, les données sismiques sont rares, et le contrôle par les puits inexistant, à cause du moratoire décrété en 1987 sur l'exploration pétrolière en attendant que se règle le litige territorial qui oppose la France et le Canada. Les données sur les faciès et leur représentation sur carte, dans cette zone, résultent d'une projection des tendances régionales.

ÉVOLUTION TECTONIQUE

L'évolution du bassin Néo-Écossais, dans le contexte de la tectonique des plaques et de la formation de l'Atlantique Nord, a été décrite par Jansa et Wade (1975a).

Le bassin Néo-Écossais fait partie d'un prisme d'accrétion de sédiments mésozoïques et cénozoïques qui se sont accumulés sur le flanc oriental de l'orogène appalachien. Dans cette région, l'orogène appalachien est constitué de strates sédimentaires faiblement métamorphisées du groupe cambro-ordovicien de Meguma. On connaît mal l'étendue du Groupe de Meguma sous le bassin Néo-Écossais, de même que ses relations avec les roches de la plate-forme d'Avalon au nord, notamment du point de vue du mode de mise en place, des contacts océaniques, des zones de subduction et des failles transformantes.

Le bassin Néo-Écossais est un complexe de zones de dépôt maximal interconnectées du Mésozoïque-Cénozoïque, qui résultent d'une sédimentation associée au développement du bassin de l'Atlantique Nord. Ces zones de dépôt maximal sont flanquées au nord par des plates-formes plus stables. Les données régionales font remonter le début de la sédimentation dans le bassin Néo-Écossais au Trias moyen; c'est le premier bassin de la marge continentale de l'Est du Canada à avoir reçu des apports sédimentaires, à l'exception peut-être du bassin de Jeanne d'Arc situé à l'est de Terre-Neuve. Les isochrones sismiques de la surface du socle nous renseignent sur les marges du bassin et nous permettent de circonscrire les principaux sous-bassins (fig. 5-17). Les isobathes du socle à l'intérieur des sous-bassins sont extrapolées à partir des données géophysiques et des modèles régionaux de sédimentation (fig. 5-18, en pochette). Elles s'accordent avec la couche crustale intermédiaire de 7-8 km/s que Officer et Ewing (1954), Dainty et al. (1966), Keen et al. (1975) et Keen et Cordsen (1981) ont tour à tour identifiée dans leurs études de



CGC

Puits		
N°	Nom	État
1	Chinampas N-37	C et A
2	Cape Spencer No. 1	C et A
3	Bonnet P-23	C et A
4	Mohawk B-93	C et A
5	Montagnais I-94	C et A
6	Albatross B-13	C et A
7	Mohican I-100	C et A
8	Moheida P-15	C et A
9	Glooscap C-63	C et A
10	Naskapi N-30	C et A
11	Sambro I-29	C et A
12	Ojibwa E-07	C et A
13	Oneida O-25	C et A
14	Acadia K-62	C et A
15	Shubenacadie H-100	C et A
16	Evangeline H-98	C et A
17	Alma K-85	Dél., G
18	Alma F-67	DÉC., G
19	Demascota G-32	C et A
20	Cree E-35	C et A
21	Cohasset A-52	Dél., P
22	Cohasset P-42	C et A
23	Cohasset D-42	DÉC., P
24	Cohasset L-97	C et A
25	Wenonah J-75	C et A
26	Migrant N-20	C et A
27	Thebaud P-84	DÉC., G,C
28	Thebaud I-94	Dél., G,C
29	Onondaga B-96	C et A
30	Onondaga O-95	C et A
31	Onondaga F-75	C et A
32	Onondaga E-84	DÉC., G
33	Glenelg E-58 and E-58A	Dél., G
34	Glenelg J-48	DÉC., G
35	Glenelg H-38	C et A
36	Glenelg N-49	Dél., G
37	Marmora C-34	C et A
38	Marmora P-35	C et A
39	Sable Island O-47	DÉC., G
40	Sable Island E-48	DÉC., G,C,P
41	Sable Island H-58, 1a H-58	Dél., G,C,P
42	Sable Island 2H-58	Dél., G,C,P
43	Sable Island 3H-58	Dél., G,P
44	Sable Island 4H-58	Dél., G,P
45	Sable Island 5H-58	Dél., G,C,P
46	Sable Island 6H-58	C et A
47	Penobscot B-41	C et A
48	Penobscot L-30	C et A
49	South Desbarres O-76	C et A
50	Sable Island C-67	C et A
51	Intrepid L-80	DÉC., G
52	Triumph P-50	C et A
53	Chebucto K-90	DÉC., G
54	Eagle D-21	C et A
55	Olympia A-12	DÉC., G,C
56	West Venture N-01	C et A
57	West Venture N-91	DÉC., G
58	West Venture C-62	DÉC., G,C
59	South Venture O-59	DÉC., G,C
60	Venture B-52	Dél., G,C
61	Venture B-43	Dél., G,C
62	Venture D-23	DÉC., G,C
63	Venture H-22	Dél., G,C
64	Venture B-13	Dél., G,C
65	Arcadia J-16	DÉC., G,C
66	Citnalta I-59	DÉC., G,C

Puits		
N°	Nom	État
67	Uniacke G-72	DÉC., G,C
68	Abenaki J-56	C et A
69	Abenaki L-57	C et A
70	Dover A-43	C et A
71	Iroquois J-17	C et A
72	Eurydice P-36	C et A
73	Fox I-22	C et A
74	Erie D-26	C et A
75	Wyandot E-53	C et A
76	Mic Mac D-89	C et A
77	Mic Mac J-77	C et A
78	Mic Mac H-86	C et A
79	Missisauga H-54	C et A
80	Bluenose G-47	C et A
81	Bluenose 2G-47	C et A
82	Primrose F-41	C et A
83	Primrose N-50	DÉC., G,C
84	Primrose A-41, 1a A-41	C et A
85	Southwest Banquereau F-34	C et A
86	Tuscarora D-61	C et A
87	Crow F-52	C et A
88	Argo F-38	C et A
89	Hercules G-15	C et A
90	Jason C-20	C et A
91	Chippewa G-67	C et A
92	Chippewa L-75	C et A
93	Sauk A-57	C et A
94	Banquereau C-21	DÉC., G
95	North Banquereau I-13	C et A
96	Louisbourg J-47	C et A
97	Huron P-96	C et A
98	West Esperanto B-78	C et A
99	Esperanto K-78	C et A
100	Adventure F-80	C et A
101	Hesper P-52	C et A
102	Hesper I-52	C et A
103	South Griffin J-13	C et A
104	Sachem D-76	C et A
105	Dauntless D-35	C et A
106	Hermine E-94	C et A
107	Emerillon C-56	C et A
108	Puffin B-90	C et A
109	Kittiwake P-11	C et A
110	Tern A-68	C et A
111	Petrel A-62	C et A
112	Gannet O-54	C et A
113	Merganser I-60	C et A
114	Shearwater J-20	C et A
115	Brant P-87	C et A
116	Gull F-72	C et A
117	Tors Cove D-52	C et A
118	Mallard M-45	C et A
119	Heron H-73	C et A
120	Heron J-72	C et A
121	Tantallon M-41	C et A
122	Citadel H-52	C et A
123	Peskowesk A-99	C et A
124	West Chebucto K-20	C et A
125	North Triumph B-52	Dél., G
126	North Triumph G-43	DÉC., G
127	West Olympia O-51	DÉC., G
128	Thebaud C-74	Dél., G
129	Thebaud I-93	Dél., G
130	Kegeshook J-67	C et A
131	Panuke B-90	DÉC., P
132	Merigomish C-52	C et A
133	Shelburne G-29	C et A

(Puits 121 à 133 : DONNÉES CONFIDENTIELLES LE 15 MAI 1987)

Puits	
N°	Nom
68	Abenaki J-56
69	Abenaki L-57
14	Acadia K-62
100	Adventure F-80
6	Albatross B-13
18	Alma F-67
17	Alma K-85
65	Arcadia J-16
88	Argo F-38
94	Banquereau C-21
80	Bluenose G-47
81	Bluenose 2G-47
3	Bonnet P-23
115	Brant P-87
2	Cape Spencer No 1
53	Chebucto K-90
1	Chinampas N-37
91	Chippewa G-67
92	Chippewa L-75
122	Citadel H-52
66	Citnalta I-59
21	Cohasset A-52
23	Cohasset D-42
24	Cohasset L-97
22	Cohasset P-42
20	Cree E-35
87	Crow F-52
105	Dauntless D-35
19	Demascota G-32
70	Dover A-43
54	Eagle D-21
107	Emerillon C-56
74	Erie D-26
99	Esperanto K-78
72	Eurydice P-36
16	Evangeline H-98
73	Fox I-22
112	Gannet O-54
33	Glenelg E-58 and E-58A
35	Glenelg H-38
34	Glenelg J-48
36	Glenelg N-49
9	Glooscap C-63
116	Gull F-72
89	Hercules G-15
106	Hermine E-94
119	Heron H-73
120	Heron J-72
102	Hesper I-52
101	Hesper P-52
97	Huron P-96
51	Intrepid L-80
71	Iroquois J-17
90	Jason C-20
130	Kegeshook J-67
109	Kittiwake P-11
96	Louisbourg J-47
118	Mallard M-45
37	Marmora C-34
38	Marmora P-35
113	Merganser I-60
132	Merigomish C-52
76	Mic Mac D-89
78	Mic Mac H-86
77	Mic Mac J-77
26	Migrant N-20
79	Missisauga H-54

Puits	
N°	Nom
4	Mohawk B-93
8	Moheida P-15
7	Mohican I-100
5	Montagnais I-94
10	Naskapi N-30
95	North Banquereau I-13
125	North Triumph B-52
126	North Triumph G-43
12	Ojibwa E-07
55	Olympia A-12
13	Oneida O-25
29	Onondaga B-96
32	Onondaga E-84
31	Onondaga F-75
30	Onondaga O-95
131	Panuke B-90
47	Penobscot B-41
48	Penobscot L-30
123	Peskowesk A-99
111	Petrel A-62
84	Primrose A-41 1a A-41
82	Primrose F-41
83	Primrose N-50
108	Puffin B-90
50	Sable Island C-67
40	Sable Island E-48
41	Sable Island H-58, 1a H-58
42	Sable Island 2H-58
43	Sable Island 3H-58
44	Sable Island 4H-58
45	Sable Island 5H-58
46	Sable Island 6H-58
39	Sable Island O-47
104	Sachem D-76
11	Sambro I-29
93	Sauk A-57
114	Shearwater J-20
133	Shelburne G-29
15	Shubenacadie H-100
49	South Desbarres O-76
103	South Griffin J-13
59	South Venture O-59
85	Southwest Banquereau F-34
121	Tantallon M-41
110	Tern A-68
128	Thebaud C-74
129	Thebaud I-93
28	Thebaud I-94
27	Thebaud P-84
117	Tors Cove D-52
52	Triumph P-50
86	Tuscarora D-61
67	Uniacke G-72
64	Venture B-13
61	Venture B-43
60	Venture B-52
62	Venture D-23
63	Venture H-22
25	Wenonah J-75
124	West Chebucto K-20
98	West Esperanto B-78
127	West Olympia O-51
57	West Venture N-91
58	West Venture C-62
56	West Venture N-01
75	Wyandot E-53

C et A - puits colmaté et abandonné
Dél. - puits de délimitation
DÉC. - Puits de découverte

G - gaz
C - condensat
P - pétrole

CGC

Figure 5-16. Puits forés dans le bassin Néo-Écossais jusqu'à la fin de 1986. Ils sont groupés en deux listes, l'une numérique et l'autre alphabétique. La première indique également l'état d'avancement du puits.

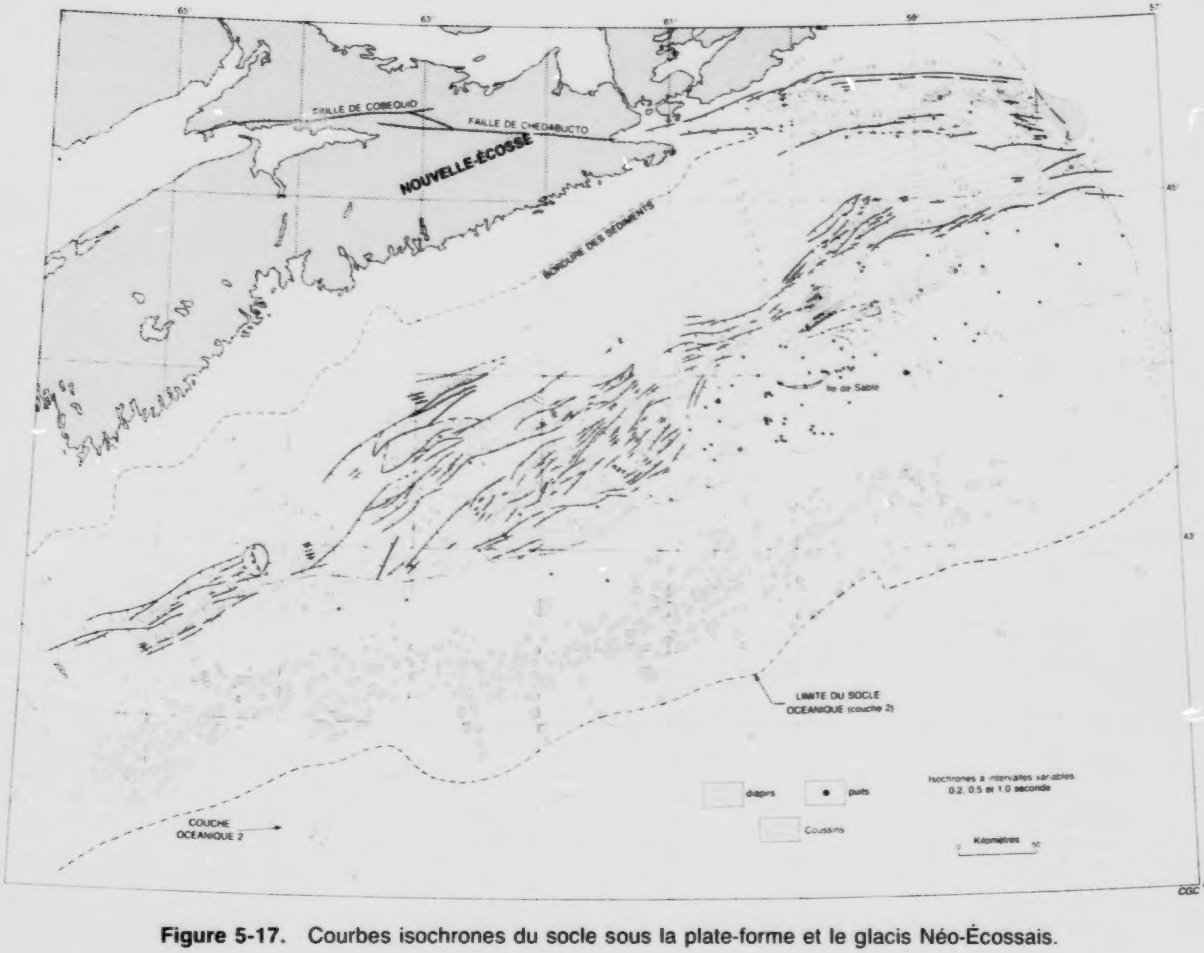


Figure 5-17. Courbes isochrones du socle sous la plate-forme et le glacis Néo-Écossais.

sismique-réfraction. D'après les données régionales, le bassin Néo-Écossais était probablement, dans son expression la plus ancienne, un complexe de grabens de direction nord-est; le fond de ces grabens était tapissé de couches rouges, et leurs dépressions comblées, à un degré variable, de couches rouges et de sel. L'échelle des figures ne permet pas de délimiter les nombreuses structures plus petites qui sont apparentées au socle. Après le début de la séparation des plaques, vers la fin du Jurassique précoce, les unités de sédimentation régionales avaient en coupe, un profil lenticulaire, les plus fortes épaisseurs sédimentaires s'étant accumulées au voisinage de la bordure des plates-formes et de la partie supérieure des talus continentaux (fig. 5-19, coupe généralisée).

La figure 5-19 est une coupe géologique régionale réalisée à partir de plusieurs profils sismiques de l'industrie. Cette interprétation diffère considérablement du transect D-3 de la limite continent-océan de Keen et Haworth (1985) qui est basé sur des données sismiques recueillies en 1972 et sur des interprétations publiées au milieu des années 70. La figure 5-19, elle, s'appuie sur des données sismiques acquises en 1980-1981 et sur des puits forés jusqu'en 1984. La principale différence entre ces deux interprétations réside dans la profondeur de la base des sédiments mésozoïques. Le transect D-3 indique une profondeur maximale d'environ 10 km au voisinage du puits Triumph P-50, contre environ 18 km dans l'autre interprétation. En outre, le transect met en évidence la présence d'un banc carbonaté de 1,5 km d'épaisseur s'étendant jusqu'à l'accore alors qu'en fait, le banc en question est absent dans cette partie du bassin. Ces différences revêtent une importance particulière pour la modélisation du développement de la marge du bassin, ou celle de l'état de maturation des matières organiques à l'intérieur du bassin.

Le bassin Néo-Écossais (fig. 5-18, en pochette) est flanqué au sud-ouest par l'arche de Yarmouth (fig. 5-3) et au nord-est par le soulèvement d'Avalon. Comme il a été mentionné en début de chapitre, l'arche de Yarmouth semble avoir été un élément structural positif durant tout le Mésozoïque et le Cénozoïque, ayant formé la limite occidentale de l'important bassin salifère du Trias-Jurassique. Le soulèvement d'Avalon, en revanche, est un élément du Jurassique tardif (Cimmérien tardif), qui s'est probablement formé en même temps que s'amorçait le processus d'expansion des fonds océaniques entre les Grands Bancs et l'Europe occidentale. Recoupant le bassin du Jurassique transversalement à la direction structurale, il en a élevé certaines parties et déclenché un vigoureux processus

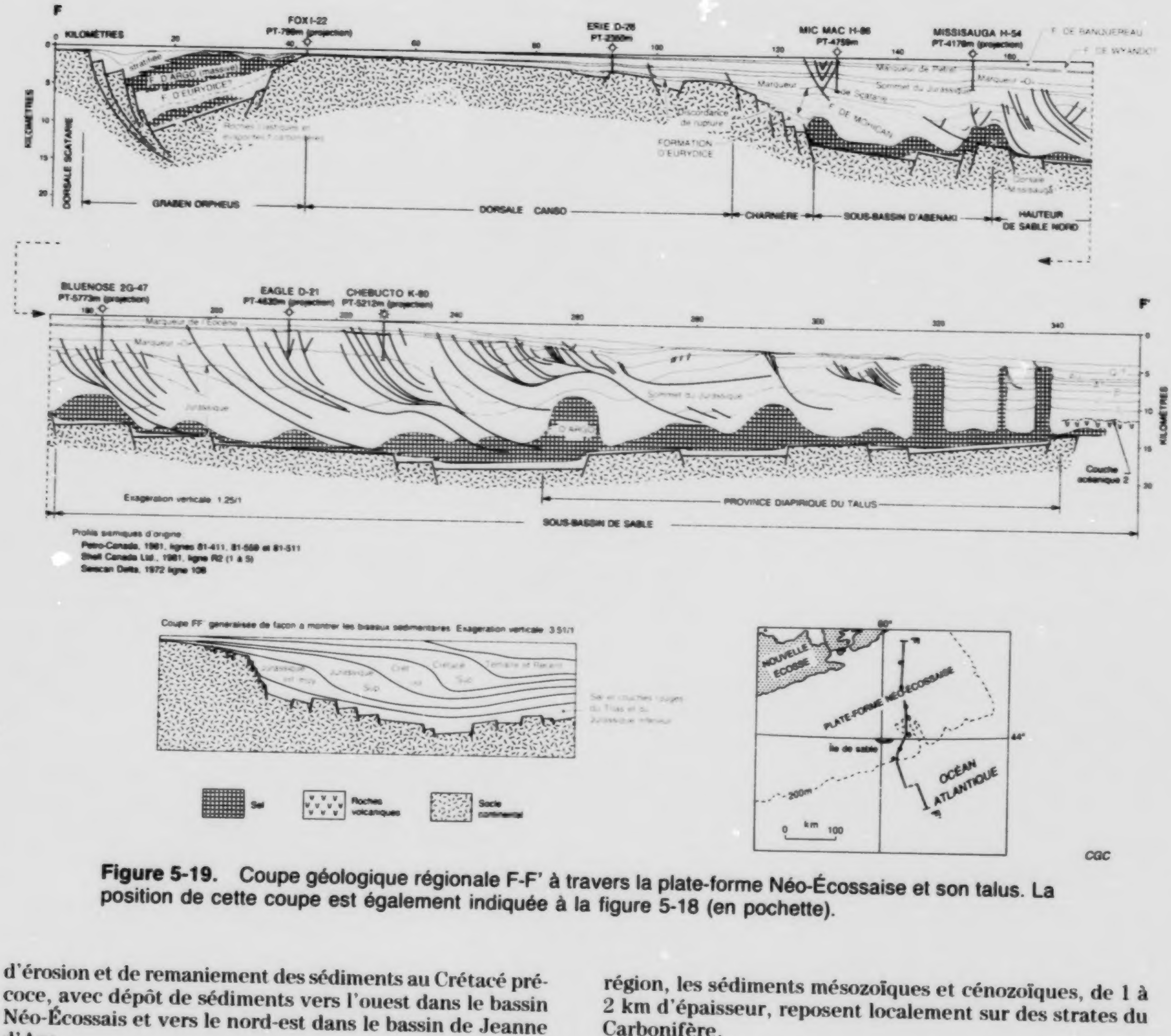


Figure 5-19. Coupe géologique régionale F-F' à travers la plate-forme Néo-Écossaise et son talus. La position de cette coupe est également indiquée à la figure 5-18 (en pochette).

d'érosion et de remaniement des sédiments au Crétacé précoce, avec dépôt de sédiments vers l'ouest dans le bassin Néo-Écossais et vers le nord-est dans le bassin de Jeanne d'Arc.

La plate-forme de LaHave et la dorsale Canso forment le flanc nord-ouest du bassin Néo-Écossais. En comparant les figures 5-17 et 5-18, on constate que la surface du socle a ici une profondeur généralement inférieure à 4 km. À l'échelle régionale, elle se présente comme une surface inclinée vers la mer, découpée en horsts et grabens par de nombreuses failles normales de direction nord-est. Plusieurs grabens sont en fait des demi-grabens bornés au sud par des failles majeures. Leurs dimensions varient; certains sont petits et peu profonds, d'autres renferment des épaisseurs considérables de couches rouges, et quelques-uns sont présumés contenir également du sel. Cette surface a été pénéplanée jusqu'au niveau de la discordance de rupture avant la lente transgression qui a marqué le Jurassique.

On ne connaît pas l'étendue du système de grabens triasiques sous la plate-forme de Burin, qui forme le flanc septentrional du bassin. On sait cependant que, dans cette région, les sédiments mésozoïques et cénozoïques, de 1 à 2 km d'épaisseur, reposent localement sur des strates du Carbonifère.

En bordure du bassin, le socle forme une charnière proéminente, de direction nord-est, qui date du Jurassique précoce (postérieure à la rupture continentale). Cette charnière est constituée d'une série de failles ou de flexures, en travers desquelles la profondeur du socle augmente rapidement, passant d'environ 4 km sur les plates-formes structurales à 10 km ou plus dans les sous-bassins (fig. 5-18, en pochette). La charnière ne suit pas une seule et même faille; elle passe d'une faille à une autre, recoupant parfois obliquement la direction des failles. On en déduit qu'elle s'est formée après le rifting et qu'elle est apparentée à un affaissement de la croûte qui se serait produit indépendamment du rifting dès le début de l'expansion des fonds océaniques.

Certaines structures tectoniques du socle doivent également s'être développées au sud-est de la charnière par suite des rajustements isostatiques de la croûte, mais elles

sont trop profondes pour être détectées directement. Leur présence est déduite des structures salifères associées et des failles découpant les strates sus-jacentes. Sur les plates-formes structurales, certaines failles normales affectant le socle ont mis en évidence des mouvements récents (Tertiaire). Des structures de socle, comme celles qui ont été traversées par les puits Mohawk B-93, Naskapi N-30, Erie D-26 et Wyandot E-53, se trouvent là où se sont formées des fermetures structurales résultant d'un mouvement vertical différentiel de la croûte, suivi de la formation d'une couverture moulante par compaction à proximité des limites entre les horsts et les grabens adjacents (fig. 5-17, 5-19).

Dans le bassin Néo-Écossais se succèdent d'ouest en est les sous-bassins de Shelburne, de Sable, d'Abenaki, Laurentien et de la Baleine Sud. Loin d'être isolés, ces sous-bassins sont des zones interreliées de couches sédimentaires puissantes, comme on peut le constater à la figure 5-18 (en pochette). Une longue période de subsidence y a permis l'accumulation de plus de 12 km de strates, les épaisseurs maximales atteignant les 18 km. La distribution du sel suggère que ces sous-bassins furent initialement le lieu d'une sédimentation évaporitique, chacun ayant accumulé, avant la rupture continentale, de puissantes séquences de couches rouges et d'évaporites qui s'amincissaient sur les hauteurs. Tous les sous-bassins ont connu des périodes de subsidence rapide, et c'est d'ailleurs sous ce rapport qu'ils se différencient les uns des autres. Dans le sous-bassin d'Abenaki, par exemple, l'épisode de subsidence rapide a immédiatement suivi le dépôt du sel au Jurassique précoce, tandis que dans les sous-bassins de Sable et de la Baleine Sud, il s'est échelonné du Jurassique au Crétacé précoce. Dans le sous-bassin de Sable, la subsidence s'est même poursuivie jusqu'à la toute fin du Crétacé précoce. Dans le sous-bassin de Shelburne, la sédimentation fut plus rapide au Jurassique et relativement lente au Crétacé et au Tertiaire.

Le graben Mohican (le bassin Mohican de Given, 1977) et le graben Orpheus sont deux autres structures qui renferment des couches sédimentaires très épaisses antérieures à la rupture continentale. Le premier est un complexe structural plongeant vers le sud-ouest à l'intérieur de la plate-forme de LaHave, dans lequel les sédiments de remplissage présentent un pendage sud. Les failles les plus larges longent son flanc méridional, où elles juxtaposent apparemment des couches de sel à des couches rouges plus anciennes. Le contrôle stratigraphique fourni par les puits Mohican I-100 et Glooscap C-63, de même que des données sismiques, montrent que les plus anciens des sédiments de remplissage du graben, sel compris, sont très épais et recouverts en partie de coulées basaltiques. Ces sédiments furent recouverts en avancée postérieurement à la rupture continentale, par les formations de Mohican et d'Iroquois, qui furent les dernières à se déposer dans le graben.

Le graben Orpheus plonge vers l'est entre les dorsales Canso et Scatarie. Son flanc nord fait partie de la zone de failles de Cobequid-Chedabucto. D'après les données sismiques et les données de puits, il renferme deux zones où des strates du Jurassique inférieur, du Trias supérieur et peut-être aussi du Paléozoïque se superposent sur des épaisseurs atteignant 10 km, et qui sont séparées l'une de l'autre par une arche de 3 km de haut. Les sédiments sont interprétés en majeure partie comme un puissant faciès de couches rouges et d'évaporites. La discordance de rupture les sépare d'un mince faciès constitué de roches clastiques avec un peu de roches carbonatées du Mésozoïque et du Cénozoïque. Durant le dépôt des formations de Mohican et d'Iroquois, il s'est produit sur une vaste étendue un fluage du sel qui est peut-être lié à une réactivation périodique du système de failles au cours des derniers stades de la rupture continentale. Les coussins et les diapirs de sel abondent le plus dans les deux zones de dépôt maximal. Le fluage du sel a produit localement de puissantes accumulations de sédiments dans des synclinaux de retrait. De minces couches de basalte conformes reposent sur une discordance locale au sommet de la Formation de Missisauga.

Il existe une zone majeure de structures diapiriques qui s'étend de la partie orientale du banc de Georges jusqu'aux Grands Bancs occidentaux et que Jansa et Wade (1975b) ont désignée sous le nom de « Province des crêtes sédimentaires ». Les abondantes données sismiques actuellement disponibles prouvent de manière irréfutable qu'il ne s'agit pas de crêtes, mais plutôt de structures détachées et grossièrement circulaires (fig. 5-18, en pochette). Aussi, a-t-on rebaptisé cette zone du nom de « province diapirique du talus ».

Comme il a été mentionné dans la première partie de ce chapitre, l'anomalie magnétique de la côte Est (AMCE) est une forte anomalie positive qui remonte la marge orientale des États-Unis jusqu'à la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre. Parfois décalée à travers la chaîne sous-marine, elle demeure fortement positive jusque dans le sous-bassin de Shelburne. À cet endroit, elle semble se diviser en plusieurs courts segments, peut-être à cause de la présence d'une deuxième zone transformante, après quoi elle se prolonge, avec une plus faible intensité cependant, vers l'est et le nord-est. Cette anomalie a été interprétée comme marquant la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique (Rabinowitz, 1974). Il se trouve cependant que, d'après les profils sismiques, le segment présent à l'intérieur du sous-bassin de Shelburne se trouve bien en deçà de la limite de la couche 2 de la croûte océanique (fig. 5-18, en pochette). En raison de cette amplitude plus faible, la trace de l'anomalie le long de la marge Néo-Écossaise est quelque peu obscure. D'après la description qu'en ont faite Keen et al. (1975), l'AMCE se trouve entièrement à l'intérieur du domaine continental, où elle décrit un arc à partir du sous-bassin de Shelburne jusqu'au centre du sous-bassin de Sable (fig. 5-18, en pochette).

Interprétation sismique de la structure Montagnais

Dans la partie occidentale de la plate-forme de LaHave, le socle comporte un élément unique en son genre, qui a été appelé « structure Montagnais » d'après le puits Montagnais I-94 foré à son sommet (fig. 5-16, 5-18). Ce puits est situé à 47 km au nord-est du puits Mohawk B-93, qui se termine dans du granite. À une profondeur de 653 m (2 142 pi), il a recoupé des strates du Tertiaire inférieur qui recouvrent un lit épais de 30 m (100 pi) d'aspect vitreux et d'origine possiblement volcanique. Une couche semblable, de 34 m (112 pi) d'épaisseur, a été traversée à 953 m (3 128 pi) sous une section de sédiments atypiques mais possiblement du Crétacé supérieur. Une troisième unité, constituée de roches volcaniques vitreuses passant vers le bas à une rhyolite, a été recoupée entre 1 100 et 1 141 m (3 608 et 3 745 pi) à l'intérieur de métasédiments

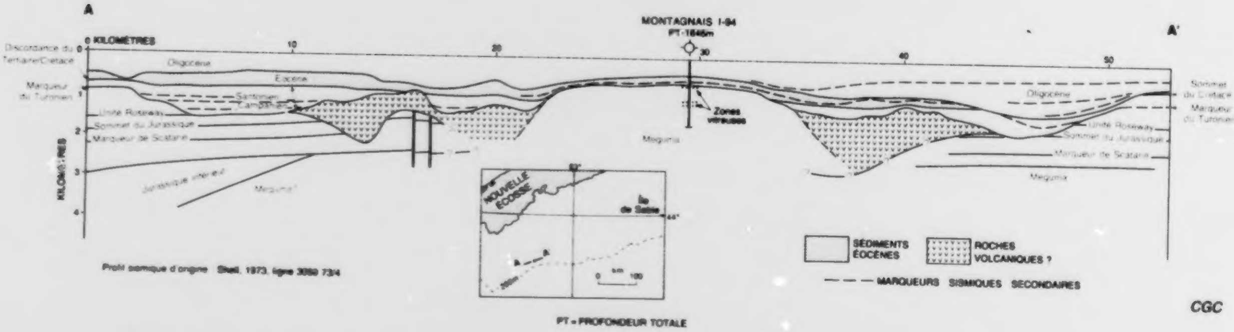


Figure 5-20. Coupe géologique A-A' à travers la structure Montagnais, sur la plate-forme de LaHave. La position de cette coupe est également indiquée à la figure 5-18, en pochette.

attribués au Groupe de Meguma. Les couches rhyolitiques et vitreuses les plus profondes ont été datées de l'Éocène précoce par la méthode du K/Ar (L.F. Jansa, communication personnelle, 1984).

Deux origines ont été suggérées pour la structure Montagnais : d'après Jansa et Wade (1975a), elle serait d'origine ignée, alors que Jansa et Pe-Piper (1987) l'attribue à un cratère d'impact. Les arguments en faveur de ces deux interprétations sont exposés ci-dessous.

Les interprétations sismiques démontrent que la structure Montagnais, de forme grossièrement circulaire, est située au-dessus d'une faille inférée à pendage ouest qui marque la limite est du complexe de grabens de Mohawk (fig. 5-17 et 5-18). Elles montrent également que cette structure s'est formée durant le Crétacé tardif et le Paléogène, essentiellement par soulèvement et érosion.

Au voisinage de cette structure, les sédiments de plate-forme continentale du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire sont disposés en couches relativement plates suivant des plans de stratification parallèles. Vers le milieu du Crétacé tardif, la structure a commencé à se soulever, peut-être sous l'effet d'une intrusion ignée profonde associée à la formation de failles sous-jacentes. En conséquence, l'érosion a enlevé tous les sédiments mésozoïques du noyau central, zone d'environ 15 km de diamètre, et une discordance majeure, datée du Turonien dans le puits voisin Mohawk B-93, a creusé autour de la structure des chenaux irréguliers qui, localement, incisent le terrain presque jusqu'au socle (fig. 5-20). Cet épisode d'érosion semble avoir été suivi d'une période de volcanisme acide extrusif qui a mis en place autour du noyau une couverture irrégulière de laves ou de roches volcanoclastiques et comblé partiellement les chenaux. Sur les profils sismiques, cette couverture volcanique présente un caractère interne chaotique. Une période de transgression a déposé les couches marines horizontales du Crétacé supérieur qui comblent en bonne partie les autres chenaux et forment un biseau d'aggradation sur la couverture volcanique. Ces couches présentent également un biseau d'aggradation et un amincissement sur les flancs du noyau central indiquant une subsidence différentielle. Les sédiments compris entre 700 et 760 m (2 300 et 2 500 pi), c'est-à-dire entre les intervalles vitreux supérieurs observés dans le puits, contiennent des palynomorphes de l'Éocène et de l'Albien-Cénomanien (E.H. Davies, communication personnelle, 1984).

La sédimentation marine s'est poursuivie au début du Tertiaire. Durant l'Éocène, une discordance majeure a créé à l'ouest une petite vallée, et à l'est une très grande vallée qui entaille profondément les séquences antérieures (fig. 5-20). Une discordance régionale de l'Éocène-Oligocène se superpose à la discordance éocène. Les vallées qu'elle a entaillées sont entièrement comblées de sédiments miocènes. Le soulèvement différentiel de la structure s'est poursuivi d'une façon ou d'une autre, puisque la discordance de l'Éocène-Oligocène est sus-jacente à la structure.

Donc, les interprétations sismiques conjuguées aux données stratigraphiques provenant des puits indiquent que la structure s'est formée au début du Crétacé tardif, probablement par soulèvement du socle, érosion et volcanisme, suivis de plusieurs périodes successives de sédimentation et de soulèvement avec érosion. Le dernier mouvement apparent de la structure a eu lieu à l'Éocène-Oligocène.

Le développement de la structure Montagnais se serait donc échelonné sur 50 Ma, alors qu'il n'aurait fallu qu'une fraction de seconde à l'échelle des temps géologiques pour créer un astroblème. Mais ce n'est pas le seul argument invoqué contre la thèse d'une origine météoritique. La géométrie de la structure est également en cause. En effet, la structure Montagnais n'a rien de commun, en coupe, avec d'autres cratères d'impact documentés; elle est apparemment dépourvue d'un rebord de cratère, et les dimensions horizontales et verticales de la hauteur centrale sont disproportionnées par rapport au reste de la structure. À la figure 5-20, la structure atteint une largeur d'environ 50 km, et la hauteur centrale a près de 15 km de diamètre. Ordinairement, la hauteur centrale d'un cratère d'impact est moins élevée que le rebord du cratère. Dans la structure Montagnais, elle surplombe d'au moins 300 m les parois externes des chenaux du Crétacé tardif, et la surface du Groupe de Meguma s'élève à plus de 1 200 m au-dessus du socle régional.

D'après Jansa et Pe-Piper (1987), la structure Montagnais a été formée par un impact météoritique dans une mer peu profonde. Leur interprétation est fondée principalement sur les résultats d'études pétrographiques détaillées et sur des analyses chimiques d'échantillons de déblais du puits. Les analyses pétrographiques révèlent la présence de lamelles de haute pression dans des grains de quartz et de feldspath. L'analyse géochimique de la roche vitreuse amygdaloïde met en évidence une teneur en SiO_2 de plus de 70 % associée à des feldspaths de la composition de la bytownite. Des associations de ce genre ne sauraient se

produire dans des roches ignées formées par des processus géologiques normaux (L.F. Jansa, communication personnelle, 1986). En outre, les roches fondues ont des concentrations d'iridium un peu supérieures à la normale, mais qui se situent tout de même dans les limites des produits d'impact connus. La datation radiométrique du matériau fondu conjuguée à l'interprétation des données biostratigraphiques font remonter l'événement à l'Éocène. Jansa et Pe-Piper ont interprété les intervalles vitreux comme des roches fondues du Groupe de Meguma et proposé, comme la meilleure explication de leur origine, un impact météoritique qui aurait eu lieu durant l'Éocène. Il reste toutefois à expliquer la présence de trois différentes zones de fusion par impact sur une distance de 447 m, séparées par des roches sédimentaires non altérées.

L'origine de la structure Montagnais demeurera probablement énigmatique tant que n'auront pas été aplanies les divergences apparentes entre les interprétations géophysique et géochimique, notamment au sujet de l'origine des roches « volcaniques » au caractère unique et des concentrations d'iridium possiblement anomales. Aucune autre structure de ce genre n'a été observée à ce jour dans le bassin Néo-Écossais.

Autres occurrences de roches volcaniques

Des monts sous-marins et des structures enfouies semblables à des monts sous-marins sont présents aux deux extrémités du bassin Néo-Écossais. La chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre (fig. 5-1), qui se situe dans le prolongement de la zone de fracture des Açores, s'étend au large de l'extrémité sud-ouest de l'arche de Yarmouth. Les interprétations disponibles considèrent ces monts comme ayant été le siège d'un volcanisme actif au Cénomanien-Turonien (Vogt et Tucholke, 1979). Cependant, des données suggèrent qu'il pourrait y avoir eu des épisodes volcaniques dès le début du Jurassique tardif (voir la première partie du présent chapitre).

Les monts Fogo se dressent au large du flanc sud-ouest des Grands Bancs (fig. 5-18, en pochette), à l'extrémité orientale du bassin Néo-Écossais, et sont probablement associés à la faille transformante de Terre-Neuve (carte 1706A, en pochette). Ces monts n'ont pas été datés, mais la dorsale de l'anomalie J, 150 km au sud-est, a un âge minimal de 104 ± 6 Ma (Houghton et al., 1979). La dorsale est surmontée de roches carbonatées de l'Aptien (Gradstein et al., 1977).

Sur la dorsale Canso et le flanc oriental du sous-bassin de la Baleine Sud, les séquences sédimentaires renferment des roches volcaniques et volcanoclastiques sur de vastes étendues. La pétrographie et l'origine de ces roches ont été décrites de façon quelque peu détaillée par Jansa et Pe-Piper (1985, 1986, 1988).

LITHOSTRATIGRAPHIE

Dans cette partie, les auteurs présentent une description sommaire de la stratigraphie du bassin Néo-Écossais et rendent compte de certains aspects nouveaux de la géologie de cette région à la lumière des abondantes données sismiques actuellement disponibles. Des descriptions stratigraphiques ont été publiées antérieurement par McIver (1972), Jansa et Wade (1975b), Given (1977) et Eliuk (1978).

Sommaire

La stratigraphie du Mésozoïque-Cénozoïque du bassin Néo-Écossais est illustrée schématiquement à la figure 5-21. Les sédiments mésozoïques les plus anciens sont des couches rouges continentales et des évaporites des formations d'Eurydice et d'Argo respectivement, les évaporites étant communes dans le graben Orpheus et dans les sous-bassins au sud de la charnière du Jurassique précoce. Le dépôt du sel a cessé brusquement au Jurassique précoce, pour faire place à des roches clastiques continentales et à des dolomies évaporitiques des formations de Mohican et d'Iroquois respectivement. Au Jurassique moyen et tardif, un complexe de faciès clastiques et carbonatés s'est développé à la périphérie du bassin. Ce sont les formations de Mohawk, de Mic Mac, d'Abenaki et de Verrill Canyon. Le Crétacé précoce a été caractérisé par le dépôt des puissantes formations fluvio-deltaïques de Missisauga et de Logan Canyon, tandis qu'au Crétacé tardif se sont déposés les shales marins transgressifs et les calcaires peu abondants de la Formation de Dawson Canyon ainsi que les craies et marnes de la Formation de Wyandot. Le reste des sédiments est compris dans la Formation de Banquereau, constituée de mudstones, de grès et de conglomérats, qui s'est déposée à la toute fin du Crétacé et durant les épisodes de transgression du Paléogène et de régression du Néogène.

Lithologie du socle

Les roches sédimentaires mésozoïques, et en partie cénozoïques, du bassin Néo-Écossais reposent sur un socle cristallin, sauf sur la plate-forme structurale de Burin, où elles reposent localement sur des strates sédimentaires du Paléozoïque supérieur. Le « socle pétrolier », dont il est question ici, est constitué, sur la plate-forme Néo-Écossaise, de roches métasédimentaires du Paléozoïque et de granites plutoniques. Le socle n'a été rencontré que dans huit puits, et dans tous les cas sur la plate-forme de LaHave et la dorsale Canso. Cinq puits, à savoir Argo F-38, Fox I-22, Montagnais I-94, Naskapi N-30 et Wyandot E-53, ont recoupé des schistes, des phyllites et des quartzites qui sont provisoirement corrélés avec le groupe cambro-ordovicien de Meguma de la Nouvelle-Écosse. Les puits Mohawk B-93 et Ojibwa E-07 se terminent dans un granite biotitique à grain grossier qui renferme jusqu'à 40 % d'orthoclase, tandis que le Crow F-52 a recoupé un granite de composition similaire mais à texture plus fine. La datation K/Ar de la biotite extraite des granites du puits Ojibwa E-07 a produit un âge de 359 ± 12 Ma, qui est proche de l'âge moyen de 367 Ma attribué au Batholite de South Mountain dans le sud-ouest de la Nouvelle-Écosse (Reynolds et al., 1981). Les analyses pétrographiques montrent que ces granites sont également analogues aux granites observés sur la terre ferme en Nouvelle-Écosse (S. Woodend, communication personnelle.)

Les roches du Groupe de Meguma se distinguent parfois des granites par leur signature sismique. Sur des plates-formes structurales peu profondes ou sur des crêtes recouvertes de sédiments non remaniés, les granites produisent un réflecteur tranchant, net et puissant, tandis que les roches du Groupe de Meguma sont caractérisées par un événement sismique large et peu intense qu'il est souvent difficile de suivre. Les deux types de socles présentent une surface généralement lisse qui s'incline vers la mer jusqu'à

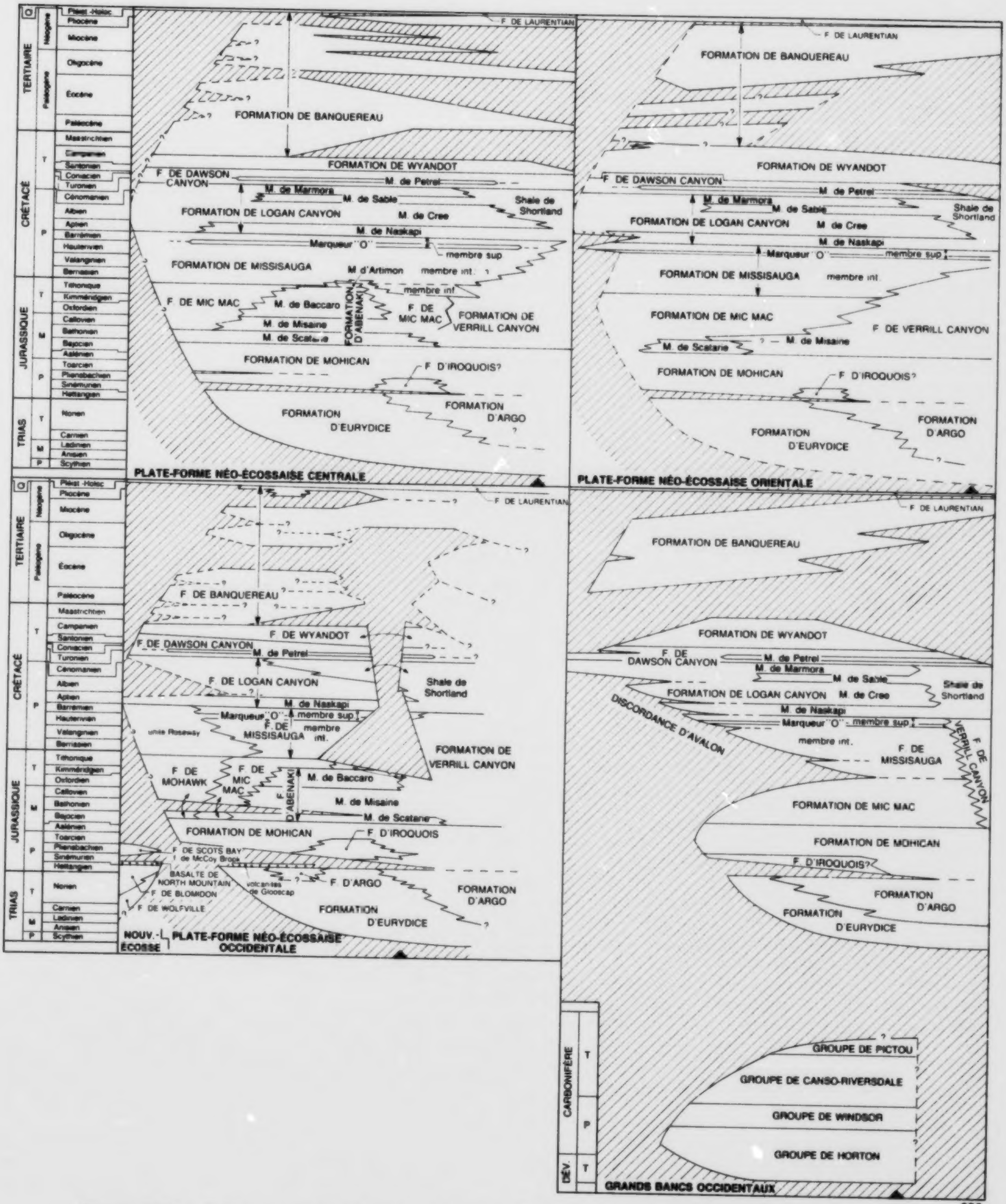


Figure 5-21. Colonnes stratigraphiques généralisées du bassin Néo-Écossais. Les triangles noirs figurent la position relative de l'accore actuel.

la charnière suivant une pente de 30 m/km, ce qui suggère une pénéplaine inclinée. À l'intérieur du socle, en particulier sur la plate-forme de LaHave, les ondes sismiques rencontrent des réflecteurs très inclinés qui donnent des indices sur les structures internes ou les intrusions. Cependant, la surface du socle est difficile à repérer sur les profils sismiques, lorsqu'elle est recouverte d'une forte épaisseur de sédiments des formations d'Eurydice ou d'Argo remplissant des grabens. Les changements de trajectoire des ondes à travers les couches d'évaporite remaniées et la similitude de vitesses sismiques entre les roches clastiques (4 900 m/s) et les roches du Groupe de Meguma (5 500 m/s) concourent à limiter l'amplitude et la continuité des réflexions. Au nord de la zone de failles de Chedabucto-Cobequid, les roches cristallines de la dorsale Scatarie et de la plate-forme de Burin font partie du terrane d'Avalon.

Trias supérieur et partie inférieure du Jurassique inférieur

Durant le Trias, le stade de distension qui est à l'origine de la rupture continentale a donné lieu à la formation d'un complexe de horsts et grabens à orientation nord-est sur la marge du bassin Néo-Écossais. Dans ces grabens se sont ensuite accumulés, sur des épaisseurs localement très fortes, des sédiments clastiques rouges qui s'étaient déposés sous un climat à saisons arides et dans des milieux fluviaux et lacustres (Klein, 1962; Jansa et Wade, 1975b; Manspeizer, 1981). Ces séquences sont difficiles à dater, mais certaines couches ont été rapportées au Trias tardif (Barss et al., 1979; J.P. Bujak, communication personnelle, 1979). Des roches plus anciennes du Trias,voire du Permien, pourraient être présentes dans quelques-uns de ces grabens, mais nul puits ne les a recoupées.

Formations d'Eurydice et d'Argo

Parmi les séquences mésozoïques datées du bassin Néo-Écossais, les plus anciennes se situent entre le Norien tardif (ou Rhétien) et le Hettangien-Sinémurien. Elles sont constituées de roches clastiques rouges de la Formation d'Eurydice et d'évaporites du même âge de la Formation d'Argo. Les stratotypes de ces deux formations se trouvent dans le graben Orpheus (Jansa et Wade, 1975b; Wade, 1976). Même si au moins une des deux formations est présente dans tous les grabens primitifs du bassin Néo-Écossais, le contrôle stratigraphique régional demeure limité. À la périphérie du bassin, elles sont séparées des formations sus-jacentes par la discordance de rupture.

Le stratotype de la Formation d'Eurydice se situe entre 2 393 et 2 965 m (7 850 et 9 728 pi) de profondeur dans le puits Eurydice P-36, où il est constitué de 45 % de shale légèrement silteux de couleur rouge à rouge brun avec un peu de shale vert, 45 % de grès rouge et de siltstone disposés en lits minces, et de quantités mineures de calcaire et d'évaporite. L'épaisseur totale du faciès d'Eurydice à cet endroit dépasserait 3 km selon les données sismiques. Les roches clastiques plus grossières sont davantage abondantes dans d'autres puits qui traversent la formation. Par exemple, dans le Sambro I-29, où la Formation d'Eurydice a une épaisseur de 1 580 m (5 185 pi) entre 1 490 et 3 070 m (4 886 et 10 071 pi) de profondeur, le grès, le siltstone et le shale sont présents dans des proportions semblables (37 % de grès argileux à texture variant de fine à moyenne et de couleur rouge, 28 % de siltstone rouge et 35 % de shale rouge). Sous la base du puits, l'épaisseur des roches appartenant à la Formation d'Eurydice est estimée à 1 600 m. À la charnière, dans la partie occidentale de la plate-forme de LaHave, la Formation d' Eurydice aurait plusieurs milliers de mètres d'épaisseur dans des blocs faillés inclinés.

La Formation d'Argo (McIver, 1972) recouvre la Formation d'Eurydice et est interdigitée avec elle dans plusieurs des grabens les plus profonds. Son stratotype (Wade, 1976) est situé entre 2 305 et 3 085 m (7 563 et 10 122 pi) de profondeur dans le puits Argo F-38. Cette formation consiste en une série de couches massives de sel incolore à orange pâle, de cristallinité grossière, séparées par des zones de shale rouge. Les variations lithologiques suggèrent de courtes périodes d'accumulation abondante de sel alternant avec de longs épisodes sans dépôt significatif (Wade, 1981). Dans le stratotype, la limite entre les formations d'Eurydice et d'Argo est placée entre une séquence inférieure de shale salin rouge brun et une séquence supérieure de composition bitumineuse, dolomitique et argileuse, de 7 m d'épaisseur et de couleur brun foncé qui passe vers le haut à de la halite. Les interstratifications de shale ou de dolomie se font plus fréquentes vers le sommet de la formation. Le contact avec les formations sus-jacentes est communément discordant.

Dans le puits Eurydice P-36, les diagraphies du rayonnement gamma et acoustiques suggèrent la présence de lits potassifères dans la Formation d'Argo. De 942 à 957 m (3 090 à 3 140 pi) et de 1 984 à 2 181 m (6 510 à 7 155 pi) de profondeur, de nombreuses couches épaisses de 1 à 3 m (3 à 10 pi) donnent des comptes de rayons gamma qui atteignent 240 unités API et des temps de parcours de l'onde sonore de 243 à 249 µs/m (74 à 76 µs/pi) (fig. 5-22). Les minéraux qui s'accordent le mieux avec ces résultats sont la sylvite (KCl) et la carnallite ($KCl,MgCl_2,6H_2O$), qui produisent des comptes de rayons gamma de 200 à 500 unités API et des temps de parcours de 243 à 256 µs/m (74 à 78 µs/pi) (Wade, 1976). La présence de sels potassiques dans ce puits n'est pas étonnante compte tenu du fait qu'il est situé dans la partie occidentale du graben Orpheus, où des épisodes d'évaporation complète ont eu le plus de chances de se produire. Bien que non observés dans d'autres puits forés à travers la formation d'Argo, les sels potassiques sont probablement présents ailleurs à la périphérie du bassin salifère d'Argo.

Les séquences évaporitiques de la Formation d'Argo ont ceci d'anormal qu'elles sont pauvres en anhydrite. Dans le processus normal d'évaporation de l'eau salée, le carbonate de calcium et le sulfate de calcium sont parmi les premiers phases importantes à se déposer. Or, leur absence dans certaines régions, alors que de la halite pure s'est accumulée sur des centaines de mètres, indique que la précipitation des sels s'est effectuée à partir de saumures déjà appauvries en carbonates et en sulfates (Jansa et al., 1980). Seulement deux puits, tous deux situés dans le sous-bassin de la Baleine Sud, ont traversé plus de 35 m d'anhydrite dans la Formation d'Argo, encore que l'anhydrite formait des couches relativement minces à l'intérieur de la section salifère.

La signature sismique des formations d'Eurydice et d'Argo varie considérablement à travers la région. À l'intérieur des grabens peu profonds situés près du puits Wyandot E-53, la Formation d'Eurydice est représentée par des réflecteurs puissants, souvent bosselés et discontinus, qui

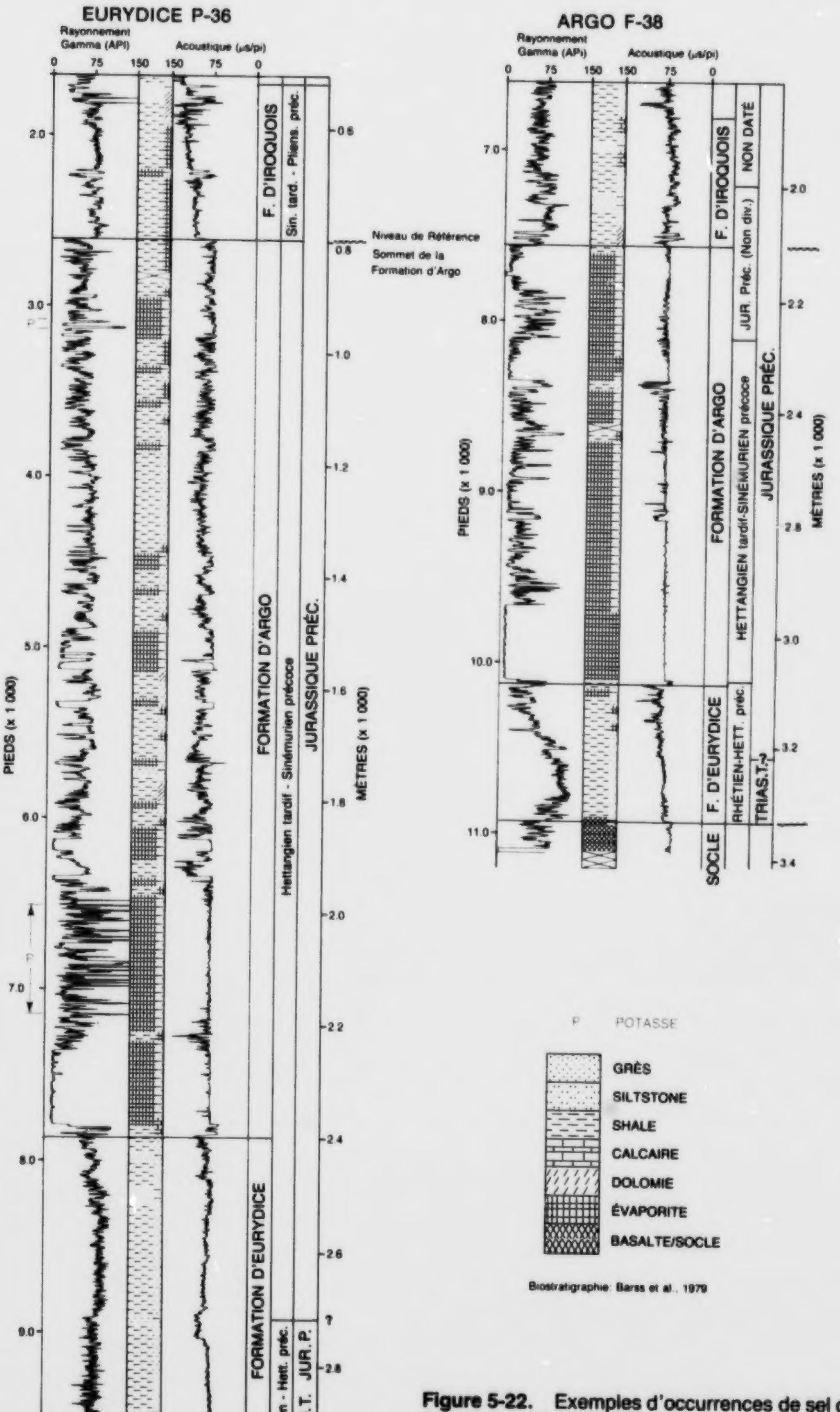


Figure 5-22. Exemples d'occurrences de sel dans les puits Eurydice P-36 et Argo F-38. La position des puits est indiquée à la figure 5-16.

CGC

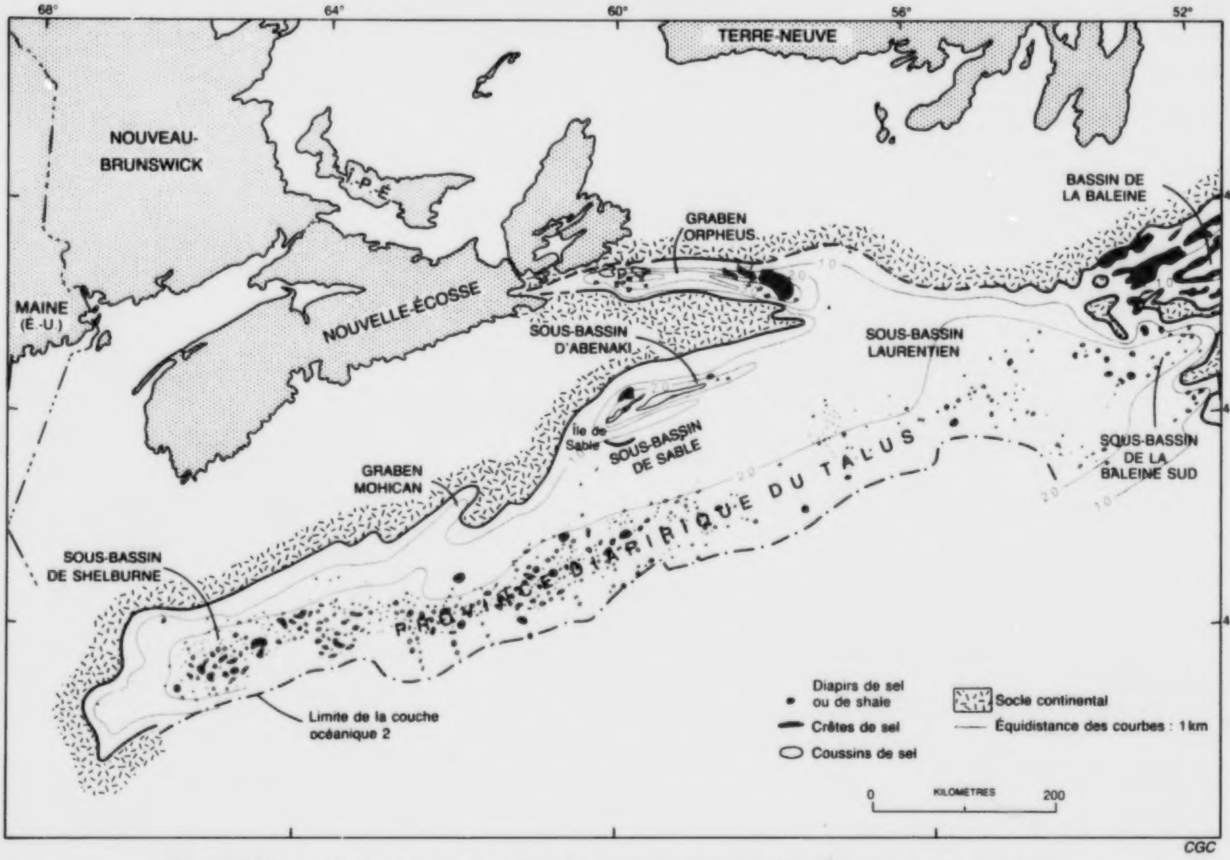


Figure 5-23. Distribution du sel mésozoïque dans le bassin Néo-Écossais et à proximité.

reposent en disconformité sur le socle. C'est là un signe caractéristique de roches clastiques faiblement stratifiées et d'origine probablement alluviale. Dans le graben Mohican, la Formation d'Eurydice, beaucoup plus épaisse, est associée à des évaporites de la Formation d'Argo qui ont causé un remaniement des séquences de remplissage, remaniement représenté sur les profils sismiques par des segments de réflecteur plus faibles et plus courts. Comme il en a été fait mention précédemment, il est souvent difficile de distinguer la Formation d'Eurydice du socle par la seule signature sismique, pour peu qu'elle soit trop épaisse ou profonde. Par exemple, au puits Moheida P-15, le caractère sismique de la formation est faible et discontinu, avec seulement de vagues indices concernant les structures internes, et sans réflecteur apparent au sommet de ce que l'on croit être un horst du socle.

La Formation d'Argo comporte divers types de réflecteurs sismiques, depuis une séquence de puissants réflecteurs parallèles indiquant des couches de sel et des couches rouges interstratifiées, comme il en existe au puits Eurydice P-36, jusqu'à des cas classiques de structures diapiriques sans réflexion. Ces variations apparentes sont directement attribuables à l'épaisseur des couches de sel et à la quantité de sel présente dans la séquence totale. Là où les couches de sel sont minces et constituent une proportion relativement faible de la section totale, les couches adjacentes sont moins susceptibles de subir un remaniement, et des réflexions internes sont alors visibles. Des couches de sel épaisses, par contre, produisent peu de réflexions internes cohérentes et sont sujettes au fluage et au diapirisme (halocinèse). Dans le graben Orpheus, le passage des couches de sel stratifiées aux couches massives se fait très rapidement, le centre du graben étant dominé par le faciès massif.

La Formation d'Argo s'étend d'une limite de sédimentation sise sur le flanc de l'arche de Yarmouth, au sud-ouest, à une limite structurale qui se trouve sur le flanc oriental du sous-bassin de la Baleine Sud (fig. 5-23). Au Jurassique précoce, le dépôt du sel s'est effectué de façon continue dans les bassins d'effondrement des Grands Bancs jusque dans le bassin de Terre-Neuve Est. Côté terre, le dépôt était contrôlé par les plus gros grabens. Sur les cartes, la limite marine des formations salifères coïncide avec la limite septentrionale du réflecteur sismique marquant la couche océanique 2 (fig. 5-18, en pochette), quoique, sur une certaine distance vers le large, du sel pourrait être présent en dessous de cette couche (Wade, 1981) (fig. 5-19).

À l'est de 58°W, la variation apparente de la densité des diapirs est généralement fonction des données sismiques

disponibles. On note toutefois l'existence d'une grande zone, à l'intérieur du sous-bassin de la Baleine Sud, ayant pour centre les coordonnées 54°W et 44°30'N, qui semble, à une exception près, complètement dépourvue de diapirs. Contrairement aux autres régions sans sel représentées à la figure 5-23, l'absence apparente de diapirs est due dans ce cas à la présence de sédiments très épais du Jurassique inférieur ? qui se traduisent sismiquement par des réflexions inclinées dont la définition varie de faible à très nette. Tout cela suggère ou bien la présence de sel interstratifié où les évaporites ne se trouvent pas en quantités suffisantes pour donner lieu à un diapirisme, ou bien le fait que le sel provient d'une région recouverte de puissantes couches sédimentaires.

Ni l'épaisseur originale du sel non déformé ni la distribution actuelle de la Formation d'Argo ne sont connues avec certitude. Il y a deux raisons à cela : la profondeur de la formation et l'ample mouvement de fluage qu'a subi le sel en direction surtout des parties distales du bassin Néo-Écossais. Les régions affectées par un retrait de sel à grande échelle se caractérisent par d'épaisses unités sédimentaires de remplissage, ou encore par des failles listriques présentant un plan de décollement profond. Les zones de concentration de sel, par contre, se distinguent par la présence de nombreuses structures diapiriques; l'exemple le plus spectaculaire est la province diapirique du talus (fig. 5-17, 5-23), où du sel accumulé à l'origine au niveau de la mer ou à proximité se trouve actuellement à une profondeur de 13 km ou plus (fig. 5-18, en pochette).

Le stratotype de la Formation d'Eurydice s'échelonne, selon les analyses palynologiques, du Rhétien-Hettangien précoce à l'Hettangien tardif-Sinémurien précoce (Barss et al., 1979). Dans les zones où la Formation d'Argo est également présente, les sédiments d'Eurydice sont interdigités avec le sel, dont ils sont les équivalents latéraux. Dans le puits Eurydice P-36, la Formation d'Argo et un faciès mixte des formations d'Argo et d'Eurydice du Sinémurien tardif-Pliensbachien précoce (Barss et al., 1979). Dans le graben Mohican, ces faciès remontent au Trias tardif-Hettangien (E.H. Davies, communication personnelle, 1984) et sont surmontés de basaltes subaériens.

Formations de Wolfville et de Blomidon

Les formations de Wolfville et de Blomidon sont présentes dans les basses terres de l'Annapolis, dans l'ouest de la Nouvelle-Écosse (fig. 5-1) et à plusieurs endroits en bordure du bassin de Fundy. Dans leur stratotype, elles sont constituées, de bas en haut, de conglomérats rouges et tendres, de sables grossiers, de grès et de shales, formant une séquence de plus de 1 000 m d'épaisseur. Elles sont intercalées entre le socle paléozoïque et une série de coulées de lave appelées collectivement « Basalte de North Mountain » (fig. 5-21). La présence d'ossements de reptiles, d'écailles de poissons et de fragments végétaux (Klein, 1962) et la corrélation établie avec des séquences analogues observées au Maroc et dans le sud-ouest de l'Europe (Jansa et al., 1980) ont longtemps fait penser aux chercheurs que le faciès des couches rouges datait du Trias. Or, de récentes interprétations basées sur l'étude de restes de reptiles et de dinosaures indiquent la présence de couches remontant à la fin du Trias moyen et permettent de situer la limite entre le Trias et le Jurassique dans la partie supérieure de la Formation de Blomidon (P. Olsen et N. Shubin, communication personnelle, 1986). Les efforts qui ont été faits pour dater les formations de Wolfville et de Blomidon d'après les données palyonologiques provenant du puits Chinampas N-37 dans la baie de Fundy désignent, comme âge général, le Rhétien (J.P. Bujak, communication personnelle, 1980). Ces données indiquent que ces deux formations sont corrélatives de la Formation d'Eurydice.

Basalte de North Mountain

En Nouvelle-Écosse affleure sur une vaste étendue une succession d'au moins 16 coulées de laves subaériennes formant le Basalte de North Mountain. Dans ses affleurements, cette séquence a une épaisseur variant de 175 à 425 m. Le Basalte de North Mountain est également présent dans la subsurface de la baie de Fundy, comme en font foi les forages et les profils sismiques. Malgré des relations stratigraphiques incertaines, le basalte repose en concordance structurale sur la Formation de Blomidon et est recouvert en discordance par la Formation de Scots Bay. Il a livré des âges K/Ar variant de 191 ± 2 Ma (Hayatsu, 1979) à 202 Ma (Wark et Clarke, 1980).

Dans le puits Glooscap C-63 (fig. 5-24), entre la Formation de Mohican et les formations sous-jacentes d'Argo et d'Eurydice, repose une séquence basaltique de 152 m d'épaisseur; ce sont les roches volcaniques de Glooscap. De par sa position stratigraphique par rapport à la Formation d'Argo et à la discordance de rupture, ce basalte est corrélé avec le Basalte de North Mountain. La couche basaltique produit un évènement sismique bien marqué à travers une bonne partie du graben de Mohican, où il semble épouser la surface des couches sous-jacentes; par contre, les roches clastiques de la formation sus-jacente de Mohican forment un biseau d'aggradation, du sud-ouest vers le nord-est, à son contact supérieur. Ainsi donc, la discordance de rupture semble épouser le sommet des roches volcaniques. Celles-ci sont toutefois absentes dans le puits Mohican I-100 situé à proximité, et les données sismiques situent leurs limites dans une zone de failles qui longe le flanc nord de la dorsale Moheida (fig. 5-18, en pochette). Holser et al. (1988) leur ont attribué un âge radiométrique de 176 ± 7 Ma, sans autre précision ni sur la qualité de l'échantillon ni sur la fiabilité des données.

La discordance de rupture

À travers le bassin du banc de Georges, au sud-ouest, la discordance de rupture est marquée par un événement sismique puissant et d'étendue régionale, qui sépare des strates peu étendues et légèrement déformées du Trias supérieur au Jurassique inférieur de roches non déformées du Jurassique inférieur et d'unités plus récentes. Cette discordance peut être suivie à travers la plate-forme de LaHave et la dorsale Canso, où elle présente un aspect semblable. Dans les grabens Mohican et Orpheus, elle repose sur des couches très épaisses des formations d'Eurydice et d'Argo. En général, on ne peut la retracer dans les sous-bassins du bassin Néo-Écossais, mais on la suppose voisine du sommet de la Formation d'Argo.

Formations d'Iroquois et de Mohican

Sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs, les formations d'Argo et d'Eurydice sont localement surmontées en discordance par des roches dolomitiques de la

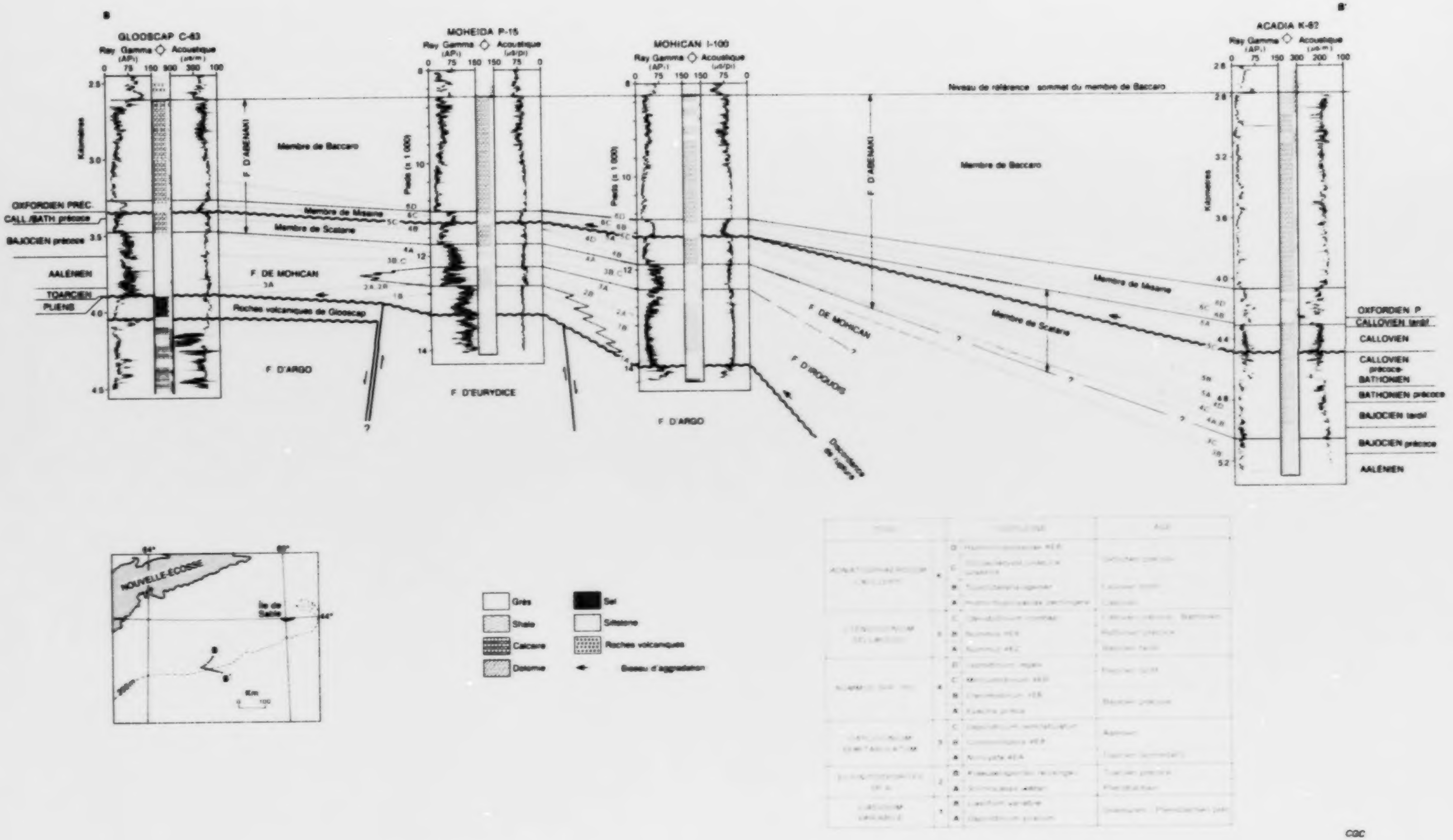


Figure 5-24. Coupe géologique B-B' à travers la plate-forme de LaHave, montrant des détails des formations de Mohican et d'Iroquois. Biozonations : E.H. Davies. La position de la coupe est indiquée à la figure 5-18, en pochette.

Formation d'Iroquois. Ailleurs, elles sont recouvertes d'une séquence clastique, de la Formation de Mohican, ou encore d'un faciès intermédiaire de ces deux formations (fig. 5-21).

Le stratotype de la Formation d'Iroquois repose entre −1 774 et −2 013 m de profondeur (−5 819 et −6 604 pi)[1] dans le puits Iroquois J-17 (McIver, 1972), où son âge se situe entre le Sinémurien tardif et le Pliensbachien précoce (G.L. Williams, communication personnelle, 1986). Dans les puits de la plate-forme de LaHave, son âge s'échelonne plutôt du Sinémurien tardif? au Toarcien (E.H. Davies, communication personnelle, 1986). L'occurrence la plus épaisse de la Formation d'Iroquois se trouverait dans le puits Bonnet P-23, à la bordure sud-ouest de la plate-forme Néo-Écossaise (fig. 5-16). À cet endroit, en effet, le puits a traversé un peu plus de 800 m de dolomie, décrite comme une roche cristalline de couleur rose, crème, chamois ou blanche, à texture microgrenue à grenue, avec des intervalles de porosité intercristalline et vacuolaire variant de passable à bonne (Petro-Canada, 1984). Bien que le puits n'atteigne pas la base de la formation, des données sismiques indiquent que l'épaisseur totale de la Formation d'Iroquois au puits Bonnet P-23 est d'environ 1 600 m. La formation se prolonge loin à l'est, jusqu'au puits Albatross B-13, où elle conserve une forte épaisseur.

Dans plusieurs puits du bassin Néo-Écossais, une unité dolomitique reposant directement sur le sel de structures diapiriques a été désignée du nom de « Formation d'Iroquois ». Jason et Wade (1975b) l'ont interprétée comme un faciès de « roche couverture », interprétation confirmée par la suite par l'analyse pétrographique de lames minces (L.F. Jansa, communication personnelle, 1980). P. Adams (communication personnelle, 1986) a relevé lui aussi certains traits d'un faciès de roche couverture dans tous les puits où la dolomie est associée à du sel. Des analyses effectuées sur des associations de palynomorphes ont indiqué une occurrence normale d'associations du Jurassique précoce. Cependant, le faciès dolomitique observé dans le puits Primrose N-50 a mis en évidence un mélange inhabituel d'espèces, de même qu'une carbonisation très avancée à complète des formes les plus anciennes (G.L. Williams, communication personnelle, 1986). Cette unité de roche couverture est particulièrement bien visible dans les puits Adventure F-80, Huron P-96, Primrose N-50 et d'autres de la plate-forme Néo-Écossaise, et dans les puits Gull F-72, Heron J-72, Merganser I-60, Petrel A-62, Tors Cove D-52 et d'autres du sous-bassin de la Baleine Sud. Ce faciès n'est pas apparenté à la Formation d'Iroquois.

Given (1977) a désigné sous le nom de « Formation de Mohican » l'unité clastique à texture immature située juste au-dessus de la dolomie de la Formation d'Iroquois et audessous du calcaire de la Formation d'Abenaki et de ses équivalents. Le stratotype de la Formation de Mohican se trouve entre −3 839 et −4 084 m (−12 595 et −13 399 pi) dans le puits Oneida O-25; il est constitué de siltstones dolomitiques et de grès à grain fin interstratifiés de shales rouges, brun rouge et verts. La base de la formation n'a pas été traversée. Barss et al. (1979) ont daté le stratotype du Callovien. Des études palynologiques récentes, dues à E.H. Davies (communication personnelle, 1986), permettent de situer l'âge de la Formation de Mohican dans le puits Mohican I-100 entre l'Aalénien et le Bajocien précoce (fig. 5-24).

Après la rupture, la marge du bassin Néo-Écossais se présentait comme un complexe de blocs faillés. La Formation de Mohican, après avoir comblé les grabens créés lors du stade de distension, a recouvert les hauteurs du socle. La figure 5-25 illustre l'épaisseur des sédiments du Jurassique moyen et plus anciens sur la plate-forme Néo-Écossaise dans les zones où le marqueur de Scatarie est présent. L'irrégularité du relief de la plate-forme de LaHave, que cette figure nous permet d'observer, est attribuable en bonne partie aux sédiments de remplissage des grabens qui appartiennent à la Formation de Mohican ou à des formations plus anciennes, parce que les sédiments postérieurs à la Formation de Mohican s'épaississent uniformément vers le sud-est. Sur les coupes sismiques de la plate-forme de LaHave, le sommet de la Formation de Mohican se trouve juste en dessous du marqueur correspondant au Membre de Scatarie de la Formation d'Abenaki. Lorsqu'elle forme une couche mince sur des hauteurs du socle, la Formation de Mohican se caractérise fréquemment par de puissantes réflexions subparallèles qui indiquent la présence d'intervalles plus riches en calcaire ou en siltstone. Ces réflecteurs sont manifestement des roches carbonatées; les indices à cet effet sont particulièrement nets au sud du puits Ojibwa E-07, dans deux parties de la Formation de Mohican où les roches carbonatées produisent des réflexions puissantes. Là où la Formation de Mohican pénètre dans les grabens en s'épaississant, les réflexions internes sont plus faibles et moins continues. Les séquences de remplissage des grabens forment des biseaux d'aggradation sur leurs flancs, produisant des réflexions sismiques parallèles et subparallèles d'amplitude variable. La figure 5-24 fait voir nettement le recouvrement en avancée (ou biseau d'aggradation) des formations de Mohican et d'Iroquois sur la discordance de rupture à travers la plate-forme de LaHave.

À travers la charnière de la plate-forme de LaHave et de la dorsale Canso, se sont édifiées des séquences de « type molasse » extrêmement épaisses, qui produisent sur les enregistrements sismiques des courbes sigmoïdes et des courbes sigmoïdes-obliques complexes. Les réflexions perdent de leur puissance et de leur continuité vers le large, en raison de la diminution des ratios sable/shale. Une discordance a été reconnue distinctement sur les profils sismiques. Localisée dans la partie supérieure du faciès de Mohican, dans la région des puits Mic Mac (fig. 5-19), elle indique un hiatus majeur dans la subsidence du bassin.

Les corrélations lithologiques et biostratigraphiques établies entre les puits Glooscap C-63, Moheida P-15, Mohican I-100 et Acadia K-62 (fig. 5-24) démontrent que la Formation d'Iroquois est véritablement une unité de faciès contemporaine de la partie inférieure de la Formation de Mohican. La Formation d'Iroquois est le mieux développée à la bordure externe de la plate-forme de LaHave, où le milieu était favorable au dépôt de roches carbonatées. Dans le puits Mohican I-100, elle est constituée d'un grainstone oolitique et pelletoïde dolomitisé, ce qui suggère

[1] McIver (1972), qui a désigné des stratotypes pour plusieurs des formations du bassin Néo-Écossais, faisait précéder la valeur de la profondeur du symbole « − » pour indiquer qu'elle était mesurée par rapport au niveau marin. Les auteurs adopteront cette façon de faire lorsqu'il sera question des stratotypes de McIver. Dans tous les autres cas, ils retiendront les valeurs révélées directement par les diagraphies qui correspondent aux profondeurs de forage.

qu'elle s'est déposée dans un milieu marin chaud, peu profond et agité. En se rapprochant de la terre ferme, elle est représentée par un mudstone dolomitique microcristallin; la présence d'anhydrite nodulaire indique qu'elle s'est peut-être déposée dans un milieu de sebkha. Encore plus vers la terre ferme, au puits Glooscap C-63, le faciès d'Iroquois est absent, et la coupe entière, entre la base de la Formation d'Abenaki et la discordance de rupture au sommet des roches volcaniques, est comprise dans la Formation de Mohican (fig. 5-24). Cet intervalle est constitué de grès de couleur blanche à rouge, finement lité, mal trié, interstratifié de siltstone et de shale rouge. Quelques minces couches de dolomie sont présentes dans la partie inférieure de la formation. Les profils sismiques montrent la présence d'un faciès inférieur de la Formation de Mohican en dessous des dolomies dans le graben situé au sud du puits Glooscap (fig. 5-24). Voilà une autre indication comme quoi la Formation d'Iroquois est un faciès relativement localisé, contrôlé par la paléotopographie.

Selon une palynozonation détaillée de la Formation de Mohican, dans le puits Glooscap C-63, la formation s'échelonnerait du Pliensbachien au Bajocien précoce et serait donc essentiellement contemporaine des formations de Mohican et d'Iroquois dans les puits Mohican I-100 et Moheida P-15 (fig. 5-24). Ces formations auraient une épaisseur maximale de plus de 1 600 m dans le sous-bassin de Mohican. Cependant, au large du sous-bassin de Mohican, au-delà de la dorsale Moheida en se rapprochant du puits Acadia K-62, la Formation de Mohican se présente comme une séquence à prédominance clastique (molasse), progradante, qui s'épaissit rapidement jusqu'à plus de 2 000 m. Dans sa partie supérieure, elle contient des interstratifications de calcaire oolitique brun. Elle est surmontée d'une occurrence du Membre de Scatarie qui montre un surépaississement considérable (fig. 5-24). Dans cette zone, une puissante réflexion de basse fréquence provenant d'un réflecteur situé à 1 400 m sous le fond du puits Acadia K-62 et au-dessus de ce qui est interprété comme du sel pourrait bien être le fait du faciès d'Iroquois.

Dans la partie orientale de la plate-forme Néo-Écossaise, la Formation de Mohican varie d'épaisseur considérablement, témoignant d'une progradation vers le sud à travers la charnière et sur le sommet du faciès des évaporites du sous-bassin d'Abenaki. Au nord de la charnière,

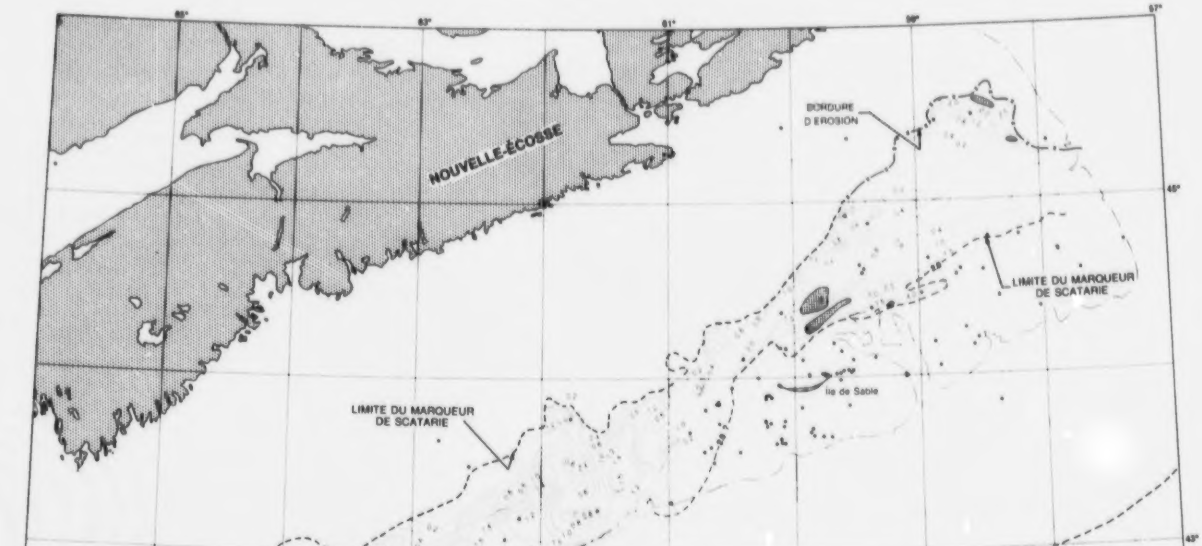
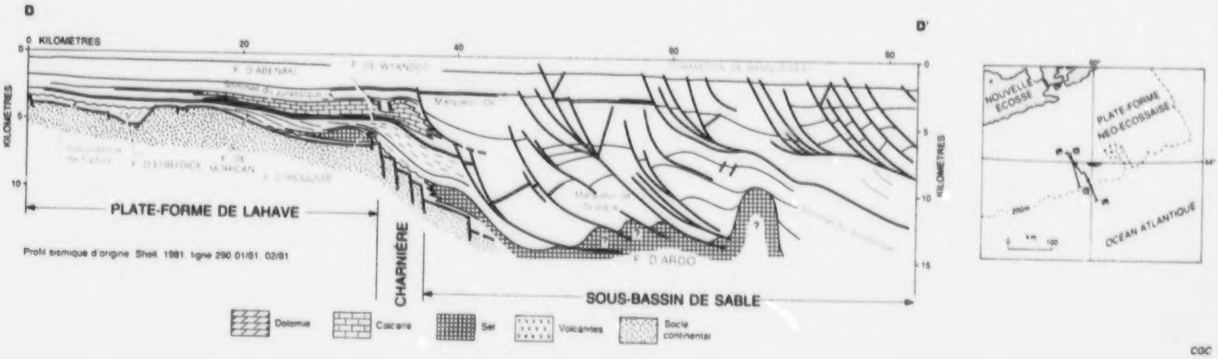


Figure 5-25. Carte isochrone, du marqueur de Scatarie au socle, et de l'horizon J_2 à la couche océanique 2. L'intervalle entre les isochrones est variable.

son épaisseur augmente progressivement depuis la limite de sédimentation, pour atteindre environ 300 m. La Formation de Mohican a environ 500 m d'épaisseur à l'extrémité occidentale du sous-bassin d'Abenaki, mais elle s'épaissit avec l'augmentation de la profondeur du sous-bassin vers l'est, pour dépasser 4 000 m. À l'ouest et à l'est du puits Iroquois J-17, la base de la séquence de Mohican comporte une réflexion mince mais puissante qui a été interprétée comme étant un lit de roche carbonatée; il pourrait s'agir de la Formation d'Iroquois. Il n'est pas possible de suivre les formations de Mohican et d'Iroquois dans le sous-bassin de Sable, en raison de leur profondeur considérable. Cependant, la distribution des faciès régionaux et les projections de la subsidence indiquent la présence probable, dans le sous-bassin de Sable, d'au moins 2 km de sédiments datant du Sinémurien tardif-Aalénien.

Les figures 5-26 et 5-27 montrent des coupes transversales à travers la charnière, au voisinage du puits Cohasset L-97; ces coupes montrent la progradation du faciès clastique de la Formation de Mohican dans le sous-bassin de Sable. Un réflecteur très puissant observé juste au-dessus du socle à la bordure d'un coussin de sel est interprété comme une couche volcanique (Fig. 5-52, en pochette, coupe D-D'; 3,20 s au P.T. 3 350). Au-dessus du coussin de sel, une réflexion distincte est interprétée comme une mince unité du faciès d'Iroquois. Le puits Cohasset L-97 (fig. 5-52, en pochette, coupe E-E', et fig. 5-27) se termine dans un faciès dolomitique datant du Jurassique moyen (R.A. Fensome, communication personnelle, 1986), que les interprétations permettent de situer dans la partie supérieure de la Formation de Mohican. L'âge et la position stratigraphique de ce faciès dolomitique interdisent toute corrélation avec la Formation d'Iroquois.

Le Jurassique inférieur de la plate-forme de LaHave est constitué de roches clastiques d'origine continentale (dont le dépôt résulte des rajustements tectoniques consécutifs à la rupture continentale), interdigitées avec des dolomies évaporitiques supratidales qui passent vers le large à des carbonates dolomitisés de milieu marin peu profond, puis à de puissantes couches de roches clastiques marines. Plus à l'est, dans la zone de transition entre la plate-forme et les sous-bassins, le milieu de dépôt n'était généralement pas de nature à favoriser le développement du faciès d'Iroquois sur une grande étendue, de sorte qu'un biseau clastique épais de la Formation de Mohican représente une progradation sur les couches rouges et les évaporites sous-jacentes. Régionalement, la Formation de Mohican recouvre la discordance de rupture; dans le sous-bassin d'Abenaki, une deuxième discordance a été relevée à l'intérieur de la Formation de Mohican. L'étendue de cette seconde discordance dans les sous-bassins d'Abenaki et de Sable est inconnue. Globalement, les formations d'Iroquois et de Mohican s'échelonnent du Sinémurien tardif? au Bajocien précoce (E.H. Davies, communication



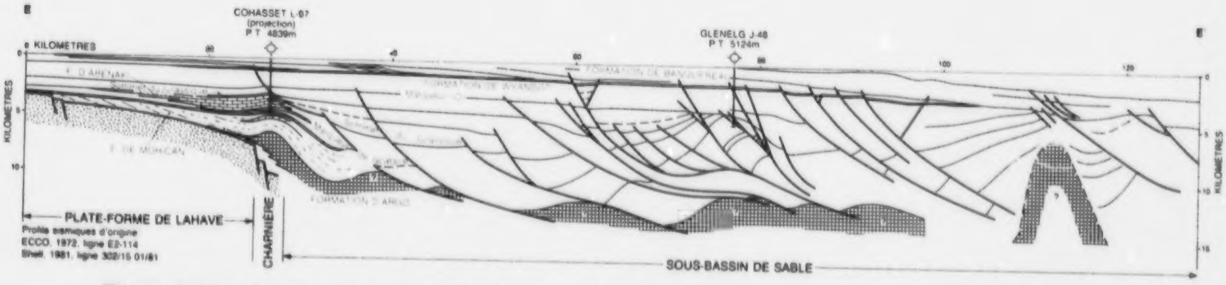


Figure 5-27. Coupe géologique E-E', de la plate-forme de LaHave au sous-bassin de Sable. Un profil sismique détaillé du banc carbonaté recoupé par le puits Cohasset L-97 est présenté à la figure 5-32. La position de cette coupe est également indiquée aux figures 5-18 (en pochette) et 5-26. La légende est présentée à la figure 5-26.

CGC

personnelle, 1986; G.L. Williams, communication personnelle, 1986).

Formations de Scots Bay et de McCoy Brook

Dans la région de la baie Scots, en Nouvelle-Écosse, et ailleurs autour de la baie de Fundy, de même qu'au large des côtes, dans les puits Chinampas N-37 et Cape Spencer No. 1, les sédiments contemporains de la partie inférieure de la Formation de Mohican reposent en discordance sur le Basalte de North Mountain. Dans les formations de Scots Bay et de McCoy Brook (fig. 5-21), ces sédiments comprennent une série de grès éoliens rouges; des grès, des siltstones et des mudstones calcaires d'origine lacustre de couleur gris pâle et verte; des grès et des mudstones rouges à gris; ainsi qu'un peu de calcaire arénacé et de calcaire siliceux avec de grosses concrétions de chert. Une association pollinique éparse suggère que, dans la Formation de Scots Bay, la limite entre le Trias et le Jurassique se trouve juste au-dessus du Basalte de North Mountain (J.P. Bujak, communication personnelle, 1979). Cependant, la récente découverte d'ossements de dinosaures et de reptiles, abondants par endroits, dans la Formation de McCoy Brook, sur la rive nord du bassin des Mines (Minas Basin), permet de dater cette formation du Jurassique précoce (P. Olsen et N. Shubin, communication personnelle, 1986). Par leur contenu de macrofossiles et par leur position au-dessus des coulées de basalte et de la discordance de rupture, les formations de Scots Bay et de McCoy Brook semblent remonter au milieu du Jurassique précoce, auquel cas elles seraient contemporaines de la partie inférieure de la Formation de Mohican.

Groupe de Western Bank

Le Groupe de Western Bank (McIver, 1972) comprend quatre formations du Jurassique moyen et supérieur, qui se sont déposées dans autant de faciès distincts d'un bassin sous des conditions marines normales. Il comprend un faciès clastique continental rapporté à la Formation de Mohawk; un faciès de grès, de shale et de calcaire de milieu marin peu profond de la Formation de Mic Mac; un faciès de plate-forme carbonatée, assimilé à la Formation d'Abenaki; et un faciès de shale de bassin, désigné comme la Formation de Verrill Canyon (fig. 5-21). Les données sismiques recueillies à la fin des années 70 et au début des

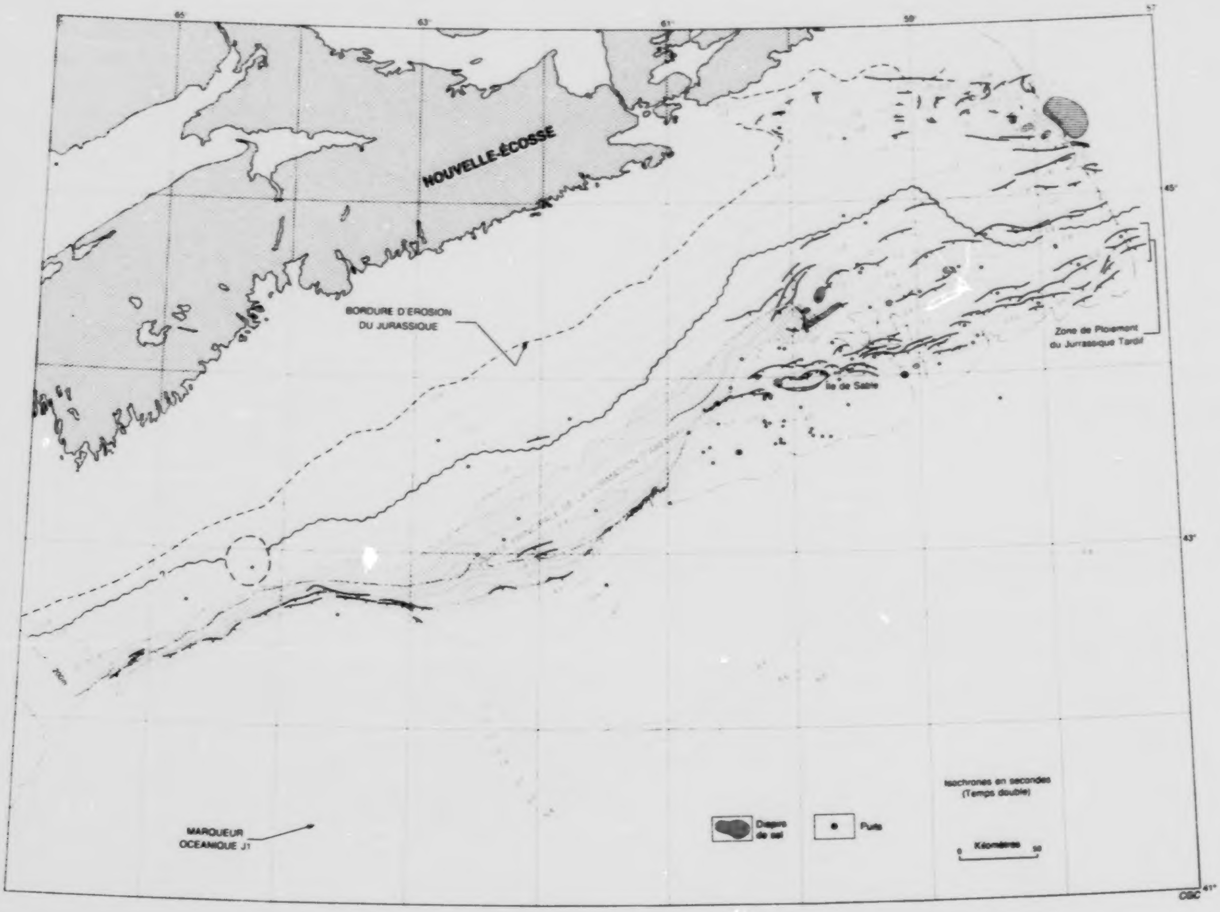


Figure 5-28. Carte isochrone structurale du sommet du Jurassique et des équivalents océaniques. Elle montre l'essentiel de la Formation d'Abenaki et de la bordure carbonatée du Membre de Baccaro.

années 80 nous ont beaucoup appris sur l'épaisseur et la distribution des faciès de ce groupe de formations.

Formation d'Abenaki

Nommée et décrite par McIver (1972), la Formation d'Abenaki est dominée par une unité de calcaire. Le stratotype occupe l'intervalle de −2 858 à −3 821 m (−9 375 à −12 535 pi) dans le puits Oneida O-25, sur la plate-forme de LaHave. Des corrélations régionales avec un faciès calcaire du Jurassique sur les Grands Bancs ont été discutées par Jansa et Wade (1975b). De plus, une description exhaustive de la Formation d'Abenaki et de ses quatre membres (Artimon, Baccaro, Misaine et Scatarie) a été publiée par Eliuk (1978).

La Formation d'Abenaki forme un complexe lithologique distinctif et produit une séquence sismique bien marquée, mais, dans son stratotype, elle a une étendue limitée (fig. 5-28). Elle a son expression la plus puissante à la charnière entre la plate-forme de LaHave et le sous-bassin de Sable (fig. 5-26, 5-27, 5-52, en pochette), où les puits Demascota G-32 et Cohasset D-42 et L-97 l'ont pénétrée. En direction du sud-ouest, la Formation d'Abenaki suit la charnière qui conduit à l'extrémité sud du bassin Néo-Écossais. Au nord et à l'est des puits Cohasset, elle est interdigitée avec les faciès clastique et carbonaté de la Formation de Mic Mac. Il est maintenant admis que les puissantes unités de roches carbonatées, qui apparaissent comme de fortes réflexions intermittentes sur les profils sismiques de la partie orientale de la plate-forme Néo-Écossaise, n'appartiennent pas à la Formation d'Abenaki proprement dite, formant plutôt une série de faciès calcaires localisés. Ceux-ci chapeautent fréquemment des biseaux clastiques progradants à l'intérieur de la Formation de Mic Mac. Lorsqu'il peut être observé, le contact entre la Formation d'Abenaki et les roches clastiques sous-jacentes de la Formation de Mohican est franc et apparemment concordant.

Dans son stratotype, la Formation d'Abenaki s'échelonne du Callovien au Berriasien-Valanginien (Barss et al., 1979), ou du Callovien au Tithonique (Ascoli, 1976). D'après de récentes études de E.H. Davies (communication personnelle, 1986), sa limite inférieure pourrait remonter au Bajocien précoce (fig. 5-24). Par ailleurs, les données suggèrent globalement que sa limite supérieure est très proche de la frontière entre le Jurassique et le Crétacé.

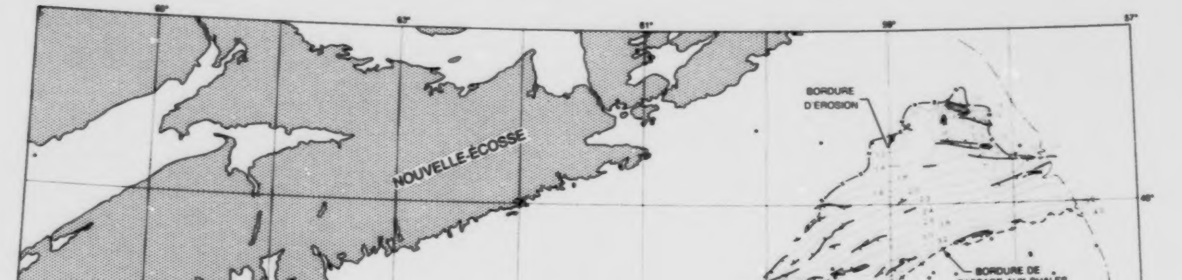
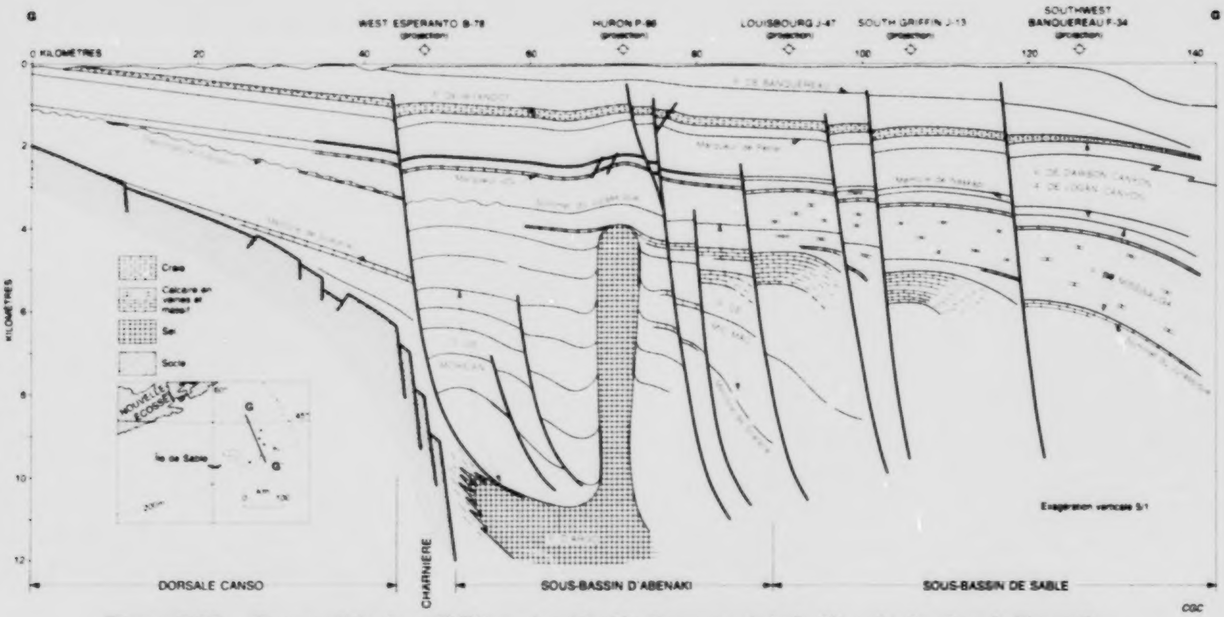


Figure 5-29. Carte isochrone structurale du marqueur de Scatarie et de l'horizon J_2.



cgc

Figure 5-30. Coupe géologique G-G' montrant le développement du faciès calcaire dans la Formation de Mic Mac. La position de la coupe est indiquée à la figure 5-18, en pochette.

Le Membre de Scatarie est la subdivision basale de la Formation d'Abenaki. C'est aussi le plus étendu, puisqu'il va d'un secteur situé au nord et à l'est des puits Erie D-26 et Wyandot E-53, sur la dorsale Canso, jusqu'à un secteur situé à l'ouest du puits Bonnet P-23 sur la plate-forme de LaHave. En coupe, il se présente essentiellement comme un biseau qui, à partir du flanc nord du bassin, s'épaissit graduellement vers la mer jusqu'à dépasser 600 m dans le puits Acadia K-62 (fig. 5-24). À cet endroit, il y a une discordance dans le Membre de Scatarie, et les données sismiques et biostratigraphiques mettent en évidence une unité calcaire inférieure qui s'amincit sur la dorsale Moheida, et une unité biseautée supérieure qui est absente dans les autres puits de la région. Dans le sous-bassin d'Abenaki, cette unité supérieure est représentée par un faciès de shale et de grès qui est compris dans la Formation de Mic Mac.

Le Membre de Scatarie est à prédominance de calcaire oolitique. Eliuk (1978) y a reconnu et décrit quatre faciès superposés qui représentent collectivement des cycles de transgression marine dont la profondeur augmente vers le haut et qu'il attribue aux variations eustatiques du niveau marin. Chaque cycle a entre 10 et 60 m d'épaisseur, et on en a dénombré jusqu'à quatre dans les puits. Des variations lithologiques s'observent dans les zones proximales et distales. Dans le puits Acadia K-62, le biseau inférieur est un calcaire oolitique brun à brun grisâtre interstratifié de grès blanc à grain fin. Des profils sismiques le montrent comme reposant sur des roches clastiques progradantes dans la Formation de Mohican. L'âge du Membre de Scatarie s'échelonne du Bajocien au Callovien précoce (Ascoli, 1976; Barss et al., 1979; E.H. Davies, communication personnelle, 1986).

Sismiquement, le calcaire de Scatarie forme généralement un puissant réflecteur tant sur la plate-forme que dans le bassin, ce qui s'explique par sa position mitoyenne entre les roches clastiques du Membre de Misaine et de la Formation de Mohican. Dans le sous-bassin d'Abenaki, le réflecteur se termine brusquement à la bordure de passage progressif aux shales du Membre de Scatarie, mais, au sud de la plate-forme de LaHave, il peut s'étendre sur de grandes distances vers le large à partir de la bordure du Membre de Baccaro (fig. 5-26, 5-27, 5-29, 5-30).

Eliuk (1978) a supposé la présence, au fond du puits Cohasset D-42, d'un faciès de talus équivalant au Membre de Scatarie. La corrélation des profils sismiques de la région confirme effectivement la présence du faciès de Scatarie, mais celui-ci n'a pas été pénétré par le puits. Les caractéristiques du réflecteur sismique se modifient en effet, en concomitance avec une variation de l'inclinaison du dépôt, à proximité de la limite marine du marqueur sismique de Scatarie dans la région de Cohasset, ce qui constitue une indication de la présence d'eau plus profonde (fig. 5-27, 5-29).

Le Membre de Misaine forme un faciès de shale transgressif au-dessus du calcaire du Membre de Scatarie. Son épaisseur est maximale dans le puits Acadia K-62 (218 m), mais inférieure à 15 m dans le puits Wyandot E-53 sur la dorsale Canso. À prédominance de shale légèrement calcaire de couleur gris foncé, il comporte aussi des interstratifications mineures de siltstone et de grès à grain très fin. Le shale de Misaine produit une bonne réflexion sismique régionale, du fait de sa présence entre de puissantes unités carbonatées. Les variations observées dans l'amplitude et la netteté de cette réflexion sont attribuées tantôt à des variations de l'épaisseur du Membre de Misaine, tantôt à des variations dans la teneur en calcaire des unités adjacentes. De façon générale, l'âge de ce membre s'échelonne du Callovien à l'Oxfordien précoce. Cependant, il pourrait être plus récent dans la partie

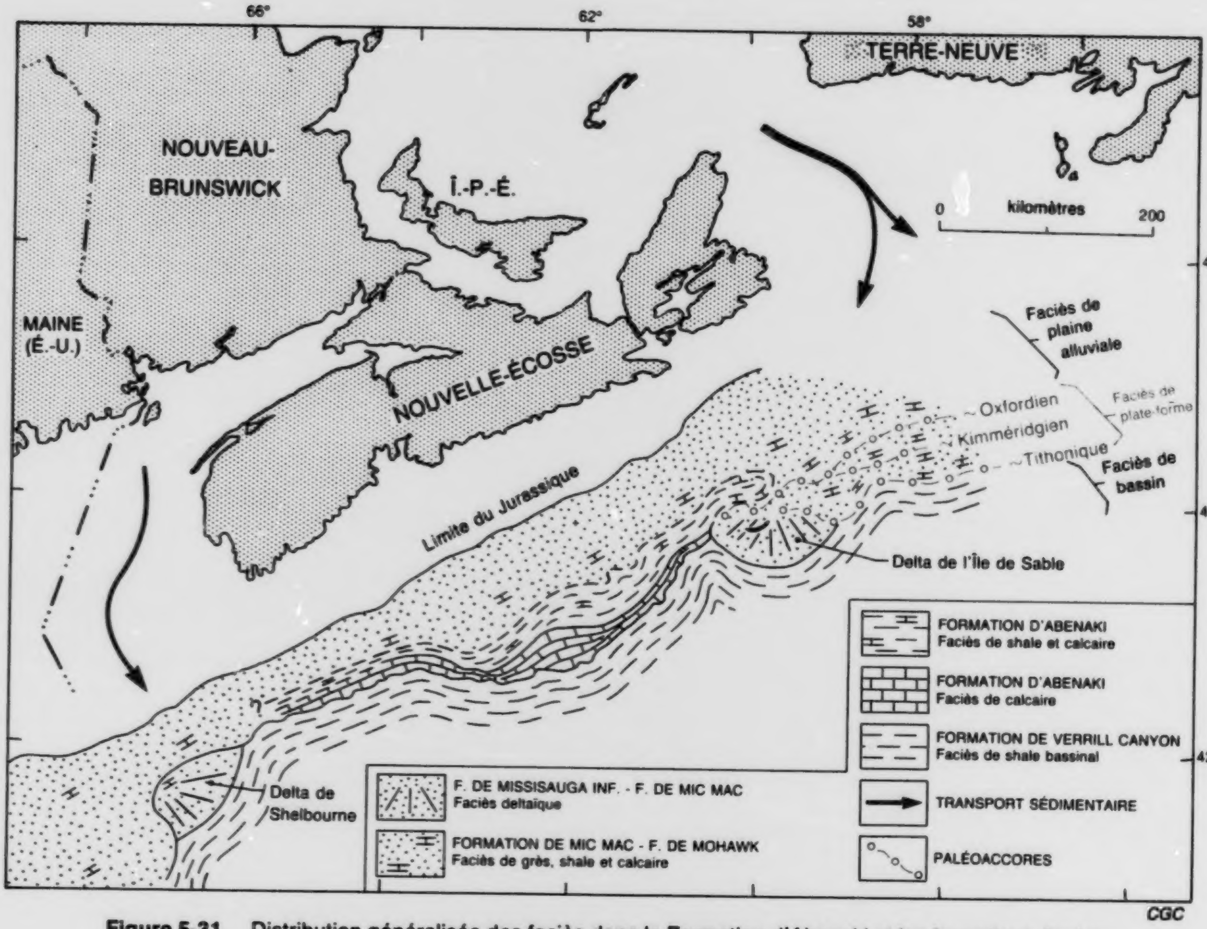


Figure 5-31. Distribution généralisée des faciès dans la Formation d'Abenaki et les formations équivalentes de la plate-forme Néo-Écossaise.

occidentale de la plate-forme de LaHave, en raison de la persistance du faciès de shale aux dépens des roches carbonatées sus-jacentes (fig. 5-21).

Le Membre de Baccaro est le membre le plus épais de la Formation d'Abenaki, mais il est relativement peu étendu. Il est confiné dans une zone de 15 à 25 km de large qui longe la charnière jusqu'à l'ouest des puits Abenaki J-56 et L-57, s'élargit entre les puits Oneida O-25 et Mohican I-100, et se rétrécit à nouveau vers l'ouest à partir du puits Albatross B-13 (fig. 5-16, 5-28, 5-31). Il atteint son épaisseur maximale à la bordure de la plate-forme du Jurassique tardif, où des valeurs de 1 087 et 1 180 m ont été enregistrées dans les puits Bonnet P-23 et Acadia K-62 respectivement.

Le Membre de Baccaro est un complexe de types de roches carbonatées dépendants du milieu de dépôt (Eliuk, 1978). Le type le plus visible est le vaste faciès de banc, constitué de calcaire oolitique, qui caractérise la partie inférieure du Membre de Baccaro sur une bonne partie de la plate-forme de LaHave. La régression marine a toutefois limité ce faciès à une zone située près du paléoaccore. Nulle part le Membre de Baccaro ne peut être assimilé à un récif, même si certains puits forés au front carbonaté, comme Demascota G-32 et Cohasset D-42, ont permis d'observer un enrichissement considérable en calcaire à bioclastes. Ces lithologies passent vers le large au faciès de fosse et au faciès de ride d'Eliuk, constitués pour le premier de calcaire argileux, et pour le second d'un mélange de roches carbonatées et clastiques. Au-delà du front carbonaté, en direction du bassin, se trouvent les shales de la Formation de Verrill Canyon, qui sont du même âge. Les datations de foraminifères et d'ostracodes situent l'âge du Membre de Baccaro dans l'intervalle Oxfordien-Tithonique (Ascoli, 1976).

Le Membre de Baccaro est sismiquement complexe. Du sommet provient une réflexion puissante et bien marquée, et de l'intérieur, plusieurs réflexions subparallèles et plus faibles. Ces signaux surmontent les deux événements forts qui correspondent aux membres de Misaine et de Scatarie. En se rapprochant du rivage, l'interdigitation du calcaire avec les roches clastiques affaiblit la réflexion provenant du sommet du Membre de Baccaro (fig. 5-32).

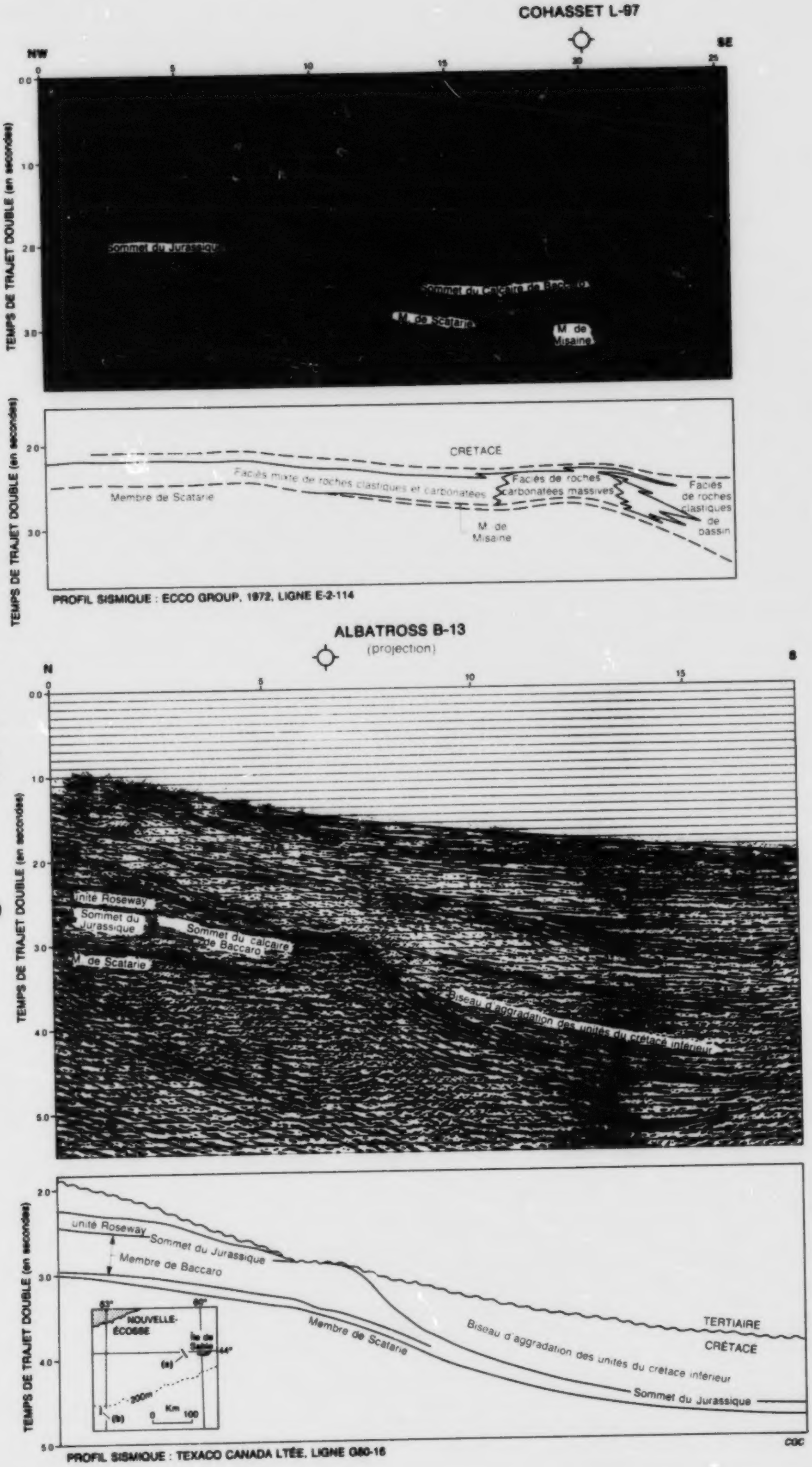


Figure 5-32.
Profils sismiques montrant les relations entre les marqueurs du Jurassique et la nature du front carbonaté aux puits Cohasset L-97 (a) et Albatross B-13 (b).

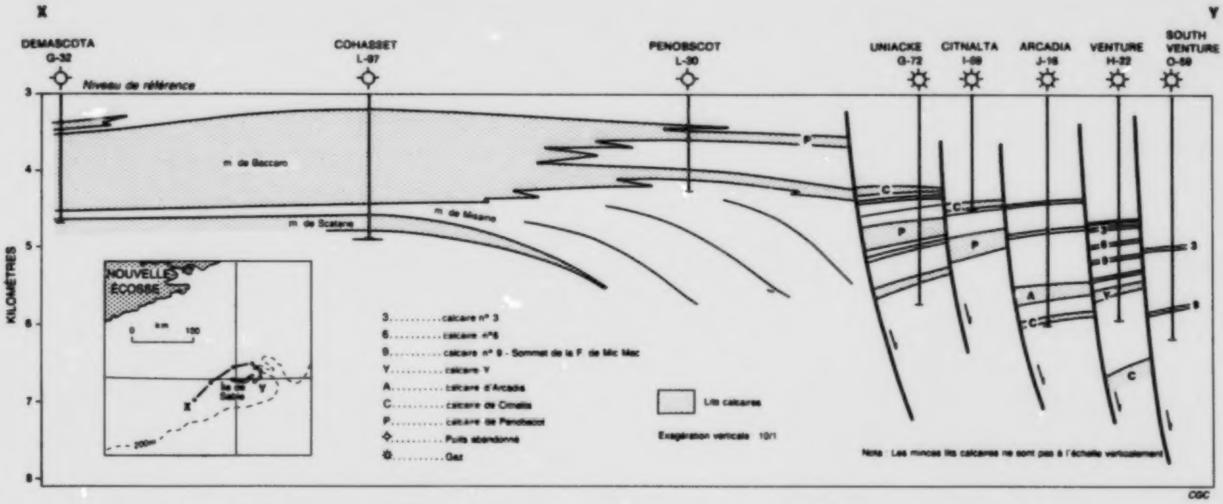


Figure 5-33. Diagramme schématique illustrant la fragmentation de la Formation d'Abenaki près de l'île de Sable.

Les événements plus profonds demeurent subparallèles mais s'atténuent progressivement vers la terre ferme. Le signal affaibli de la réflexion supérieure a été porté sur les cartes régionales comme une isochrone équivalant au sommet du Jurassique (fig. 5-28). La continuité régionale de cet horizon sismique, lequel est rattaché à la plupart des puits de la plate-forme Néo-Écossaise, corrobore l'âge établi par Ascoli (1976) mais soulève des doutes quant à l'exactitude de l'âge palynologique du Membre de Baccaro établi par Barss et al. (1979).

Le front carbonaté de Baccaro a une expression sismique variable. Près du puits Cohasset L-97, l'événement sismique bien marqué provenant du sommet du Membre de Baccaro conserve toutes ses caractéristiques jusqu'à la bordure du banc carbonaté, où, tout comme les autres événements à l'intérieur du membre, il se termine brusquement. Les réflexions bien marquées provenant des minces lits de calcaire peuvent être suivies de la bordure du Membre de Baccaro jusque dans le bassin clastique (fig. 5-32a). Au sud-ouest du puits Oneida O-25, la réflexion sommitale du calcaire est continue sur la bordure lisse du banc et le long du talus ancien en pente douce (fig. 5-32b).

Dans une zone qui s'étend du puits Cohasset L-97 au puits Penobscot L-30, et qui fait la transition entre la plate-forme de LaHave et le sous-bassin d'Abenaki, la partie inférieure du Membre de Baccaro est interstratifiée avec des langues de shale. Celles-ci marquent le passage de la plate-forme carbonatée stable à l'ouest, à un faciès mixte de roches clastiques et carbonatées à l'est. La limite orientale du Membre de Baccaro est placée à l'endroit où l'unité carbonatée commence à se fragmenter et que la coupe équivalente s'épaissit et est progradante vers le bassin (fig. 5-33), au sud-est d'une ligne qui court du puits Cohasset L-97 au puits Abenaki J-56 et, de là, bifurque vers le nord jusqu'à la limite du dépôt des roches carbonatées (fig. 5-31). Ce passage latéral aux shales est reconnu dans le puits Penobscot L-30, où une unité de shale de 300 m d'épaisseur gît entre deux zones de roches carbonatées. Plus à l'est, toute la coupe équivalant à la Formation d'Abenaki est constituée d'un faciès réunissant grès, shale et calcaire de la Formation de Mic Mac. Malgré leur similitude avec des parties du Membre de Baccaro, les unités carbonatées de la Formation de Mic Mac sont discontinues, formant apparemment des bancs locaux sur la plate-forme externe (fig. 5-30).

La Formation d'Abenaki est absente à l'est et au nord-est de l'île de Sable, comme l'ont indiqué Jansa et Wade (1975b), Eliuk (1978) et d'autres. En direction de l'est, sur une ligne partant du puits Penobscot L-30 et aboutissant au voisinage du puits Uniacke G-72, la réflexion produite par le calcaire sommital du Jurassique conserve sa puissance, tandis que celles provenant des lits de calcaire inférieurs se décollent et vont se fondre dans les roches clastiques sous-jacentes. Entre les puits Uniacke G-72 et South Venture O-59, d'autres lits de calcaire se sont développés dans des écailles successives (fig. 5-33). Dans la région du Banquereau, dans l'est de la plate-forme Néo-Écossaise, l'équivalent de la Formation d'Abenaki produit des réflexions subparallèles relativement faibles, progradantes vers la mer. Les calcaires ne sont présents que dans le Membre de Scatarie, où ils passent rapidement à des shales au sud de la dorsale Canso, ainsi que dans la Formation de Mic Mac, où ils se présentent en séquences localement épaisses qui produisent de puissants réflecteurs discontinus, disposés en échelons dont le niveau stratigraphique s'élève vers le large. Il s'en déduit que l'âge des calcaires diminue de la dorsale Canso vers le sud, et que le milieu de dépôt des roches carbonatées était limité à des zones situées à proximité de la bordure de plate-forme ancienne en construction (fig. 5-31).

Eliuk (1978) a fait du Membre d'Artimon le membre le plus haut de la Formation d'Abenaki, et en a situé le stratotype entre 3 401 et 3 515 m (11 157 et 11 532 pi) dans le puits Demascota G-32. Ce membre présente une abondance de spongiaires lithistides dans un calcaire argileux de couleur grise à brune, lui-même encastré dans un shale de la Formation de Verrill Canyon. Le Membre d'Artimon n'a été observé que dans trois puits, et son âge est encore incertain. Dans son stratotype, le Membre d'Artimon a une expression sismique plutôt pauvre. Eliuk (1978) y a relevé

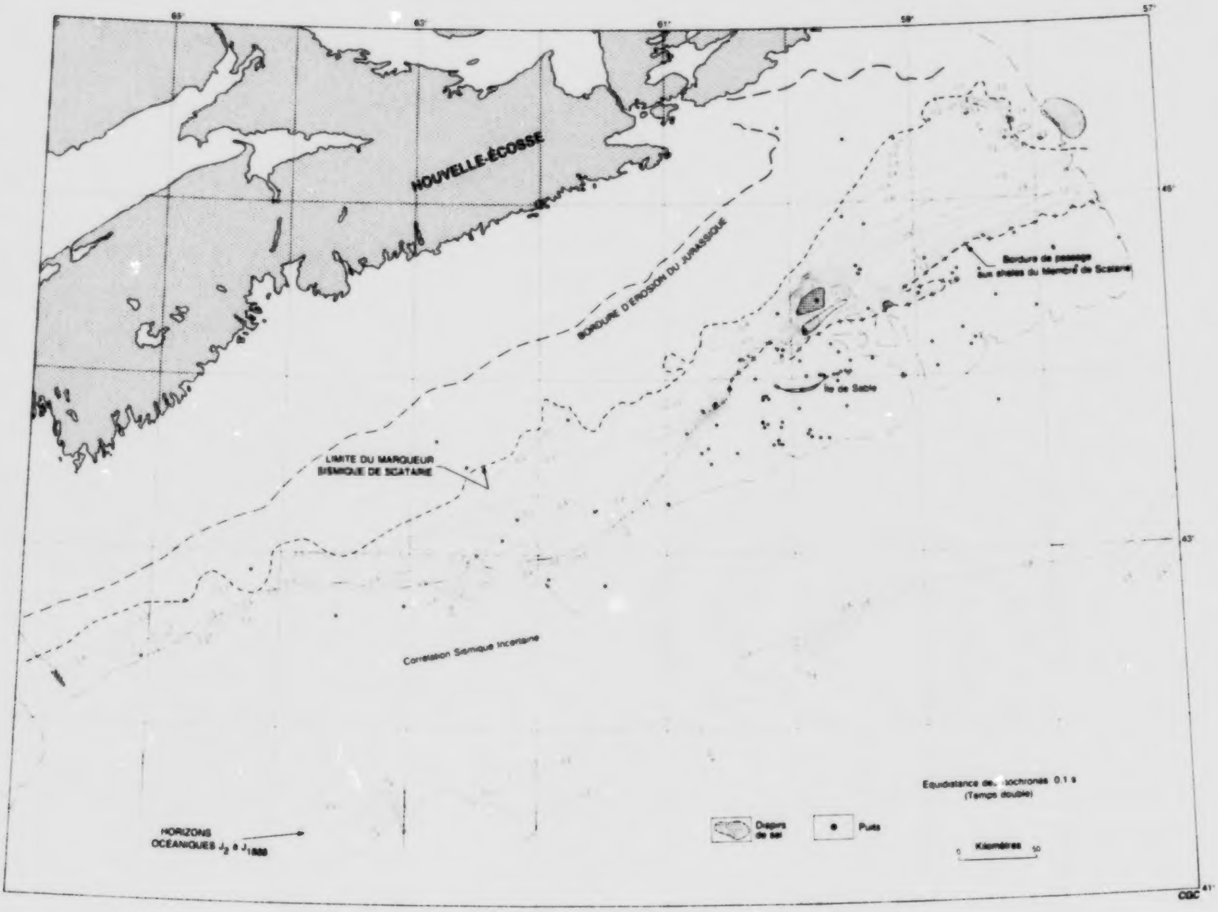


Figure 5-34. Carte isochrone, du sommet du Jurassique au Membre de Scatarie et des équivalents océaniques.

la présence de nannofossiles du Valanginien-Hauterivien, tandis que P. Ascoli (communication personnelle, 1979) a daté le même intervalle du Tithonique-Berriasien, R.A. Fensome (communication personnelle, 1985) du Berriasien-Valanginien, et Jansa et al. (1982), du Tithonique au Berriasien-Valanginien. Dans le puits Cohasset D-42, où l'intervalle désigné comme le Membre d'Artimon est du Kimméridgien (Barss et al., 1979; P. Ascoli, communication personnelle, 1980), il se traduit sur les enregistrements sismiques par un renforcement de la réflexion située juste au-dessus de l'événement du sommet du Jurassique. Dans le puits Moheida P-15, il est en corrélation sismique avec le marqueur « O » et est daté du Hauterivien (P. Ascoli, communication personnelle, 1979).

Les relations du Membre d'Artimon avec les formations de Missisauga et de Verrill Canyon sont décrites à la fin de la section consacrée à la Formation de Missisauga et à ses équivalents.

Eliuk (1978) a également reconnu dans la Formation d'Abenaki trois types morphologiques de bordure de plate-forme continentale : le type plate-forme, le type rampe et le type progradant. La morphologie de type plate-forme est représentée par la Formation d'Abenaki sur la plate-forme de LaHave; c'est celle où s'observe le passage le plus brusque entre le banc carbonaté et le faciès clastique qui caractérise le talus adjacent et le bassin (fig. 5-26, fig. 5-52, en pochette). Jusqu'à récemment, le front de la Formation d'Abenaki qui fait face au large était considéré comme le paléoaccore (McIver, 1972; Jansa et Wade, 1975b; Given, 1977; Eliuk, 1978; McWhae, 1981). Or, il semble à présent, d'après l'étude détaillée d'une grande quantité de données sismiques, que la morphologie de la plate-forme carbonatée ait varié à travers la région. À proximité des puits Demascota G-32 et Cohasset D-42, forés à la verticale du front carbonaté, il y avait relativement peu de relief sur le fond marin à l'époque où se sont déposées les roches carbonatées de même que les séquences de shale et de sable qui leur succèdent vers le large (fig. 5-27, 5-32a). Autrement dit, le dépôt du faciès du delta de l'île de Sable du Jurassique supérieur a été accompagné, au même rythme, par celui des roches carbonatées sur ses flancs entraînant une augmentation graduelle du gradient de la pente du fond marin jusqu'à la limite externe de la plate-forme continentale, environ 20 km au sud du front carbonaté (fig. 5-28). Plus à l'ouest, cependant, les données sismiques indiquent que le front carbonaté surplombait de beaucoup les sédiments de bassin qui lui étaient contemporains, et qu'ils constituait effectivement la bordure de plate-forme et le talus supérieur du Jurassique supérieur (fig. 5-32b).

Les morphologies des types « rampe » et « progradant » sont apparentées mais elles sont davantage liées à la Formation de Mic Mac qu'à la Formation d'Abenaki (fig. 5-19, 5-30). Présentes en maints endroits dans les sous-bassins d'Abenaki et de Sable, ces morphologies doivent leur existence au fait que le taux de subsidence de la zone de dépôt maximal est plus élevé dans ces régions, à l'apport massif de roches silicoclastiques et à l'exiguïté du milieu favorable au dépôt des roches carbonatées. Elles sont particulièrement bien observables à l'est et au sud des puits Penobscot, où les langues de calcaire du Membre de Baccaro, qui s'amincissent vers l'est, recouvrent une série proéminente de couches progradantes. Celles-ci indiquent clairement une effusion majeure de roches clastiques dans le sous-bassin de Sable, sur le site du delta de l'île de Sable. Concurremment se sont créées des failles plongeant vers le bassin, produisant des unités stratigraphiques qui s'épaississent rapidement vers le sud. Dans la région de l'île de Sable, cet épaississement rapide est le mieux représenté par une unité sus-jacente, tel le membre inférieur de la Formation de Missisauga, qui a moins de 300 m dans le puits Citnalta I-59, mais qui en compte près de 1 000 dans le champ Venture, à peine 10 km au sud.

Formations de Mohawk et de Mic Mac

Plusieurs faciès silicoclastiques sont l'équivalent de la Formation d'Abenaki (fig. 5-21 et 5-31). La Formation de Mic Mac (McIver, 1972) constitue le faciès d'amont-pendage du Membre de Baccaro. Son stratotype, situé entre -3 086 et -4 382 m (-10 125 et -14 375 pi) dans le puits Mic Mac H-86, comprend environ 55 % de shale et siltstone, 35 % de grès et 10 % de roches carbonatées. McIver (1972) l'interprète comme un dépôt d'arrière-banc en milieu marin peu profond (McIver, 1972). Les analyses des foraminifères et ostracodes indiquent un âge situé entre le Bathonien-Callovien et le Tithonique (Ascoli, 1976). Aussi, le sommet de la Formation de Mic Mac se trouve-il juste en dessous de la limite entre le Crétacé et le Jurassique.

La Formation de Mohawk (McIver, 1972), telle que redéfinie par Given (1977), est une unité à prédominance de grès qui représente le faciès le plus continental de la Formation de Mic Mac dans l'ouest de la plate-forme Néo-Écossaise. Son stratotype occupe l'intervalle de − 1 578 à − 2 081 m (− 5 177 à − 6 827 pi) dans le puits Mohawk B-93, où il est constitué d'environ 47 % de siltstone et de grès feldspathique à grain grossier, 41 % de shales verts, rouges et gris interstratifiés, et 12 % de calcaire micritique à oolitique brun pâle. Son âge s'échelonne du Bathonien au Berriasien-Valanginien selon Barss et al. (1979), et du Bathonien au Kimméridgien tardif-Tithonique selon P. Ascoli (communication personnelle, 1980).

Le faciès mixte à grès, shale et calcaire, dont il a été question plus haut en parlant de la fragmentation du banc carbonaté, est répandu dans le sud-est de la plate-forme Néo-Écossaise. Ce faciès néritique est compris dans la Formation de Mic Mac, même s'il diffère de son stratotype tant par sa lithologie que par son milieu de dépôt. Plusieurs puits y ont été forés, mais seulement dans sa partie supérieure. Les sédiments se sont déposés sur une plaine littorale qui subissait une subsidence relativement rapide au large d'un vaste système de plaines alluviales. La carte d'isochrones sismiques de l'intervalle compris entre le sommet du Jurassique et le Membre de Scatarie (fig. 5-34) indique que l'épaississement de la coupe vers le sud à partir de la dorsale Canso équivaut à un temps d'environ 1 seconde. Dans la partie externe du sous-bassin de Sable, au sud de la limite du calcaire du Membre de Scatarie, l'intervalle correspondant s'épaissit de 2 secondes additionnelles.

Dans le sous-bassin de Sable, la Formation de Mic Mac comprend une série de séquences épaisses se succédant vers la mer et vers le haut, parmi lesquelles les auteurs

distinguent un ensemble calcaire-grès au sommet, un ensemble grès-shale à l'avant, et un ensemble shale-grès au fond. Étant donné que chaque séquence s'est déposée sur la précédente en s'éloignant successivement du littoral, l'âge du calcaire sommital diminue progressivement vers le haut et vers le large (fig. 5-30).

Les 1 000 m supérieurs du faciès néritique de la Formation de Mic Mac ont été recoupés par des puits forés dans la région de Venture. Le sommet de la formation a été placé arbitrairement au sommet du calcaire n° 9 (fig. 5-36), qui date du Kimméridgien-Tithonique (P. Ascoli, communication personnelle, 1982) et qui repose à environ 5 100 m de profondeur dans le puits Venture H-22. À cet endroit, la lithologie de la formation est à prédominance de shale gris foncé, avec de minces lits interstratifiés de siltstone et de grès et, occasionnellement, de minces lits de calcaire. La formation s'est déposée dans la zone infranéritique.

La forme du biseau sédimentaire du Jurassique est illustrée à la figure 5-35. À partir de sa bordure située sur la plate-forme de LaHave, ce biseau d'aggradation s'épaissit graduellement vers le large jusqu'à la charnière, où son épaisseur croît rapidement. Dans la région de l'île de Sable, son épaisseur équivaut à un temps double de plus de 5 secondes (14 km); plus loin cependant, au sud de la province diapirique du talus, son épaisseur tombe en deçà d'une seconde (2 km). La figure 5-35, comme la figure 5-25, englobe les séquences de remplissage des grabens, antérieures au Jurassique, qui contribuent à augmenter l'épaisseur dans certaines zones de la plate-forme.

En résumé, la Formation d'Abenaki et les formations équivalentes sont réputées former un complexe de bancs carbonatés de plate-forme externe; développés sur la plate-forme stable de LaHave, ces bancs épais sont flanqués à l'est par des séquences encore plus épaisses qui se sont déposées dans des plaines alluviales, des milieux deltaïques ou des milieux paraliques, dans des sous-bassins caractérisés par une subsidence plus rapide. Dans le milieu distal, toutes ces unités passent à des shales de la Formation de Verrill Canyon. Cette formation est décrite après la section consacrée à la Formation de Missisauga et à ses équivalents.

Discordance d'Avalon

À la toute fin du Jurassique, la marge Est du Canada fut affectée par la séparation des plaques ibérique et nord-

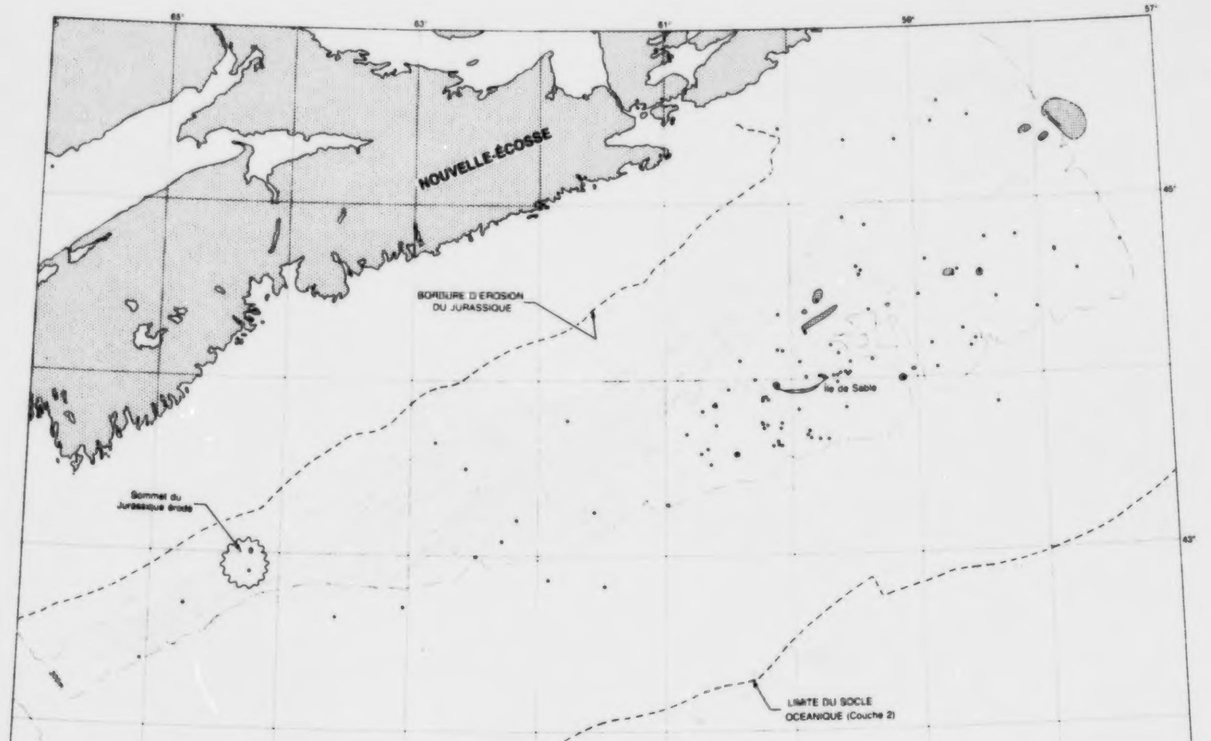


Figure 5-35. Carte isochrone, du sommet du Jurassique au socle et des équivalents océaniques.

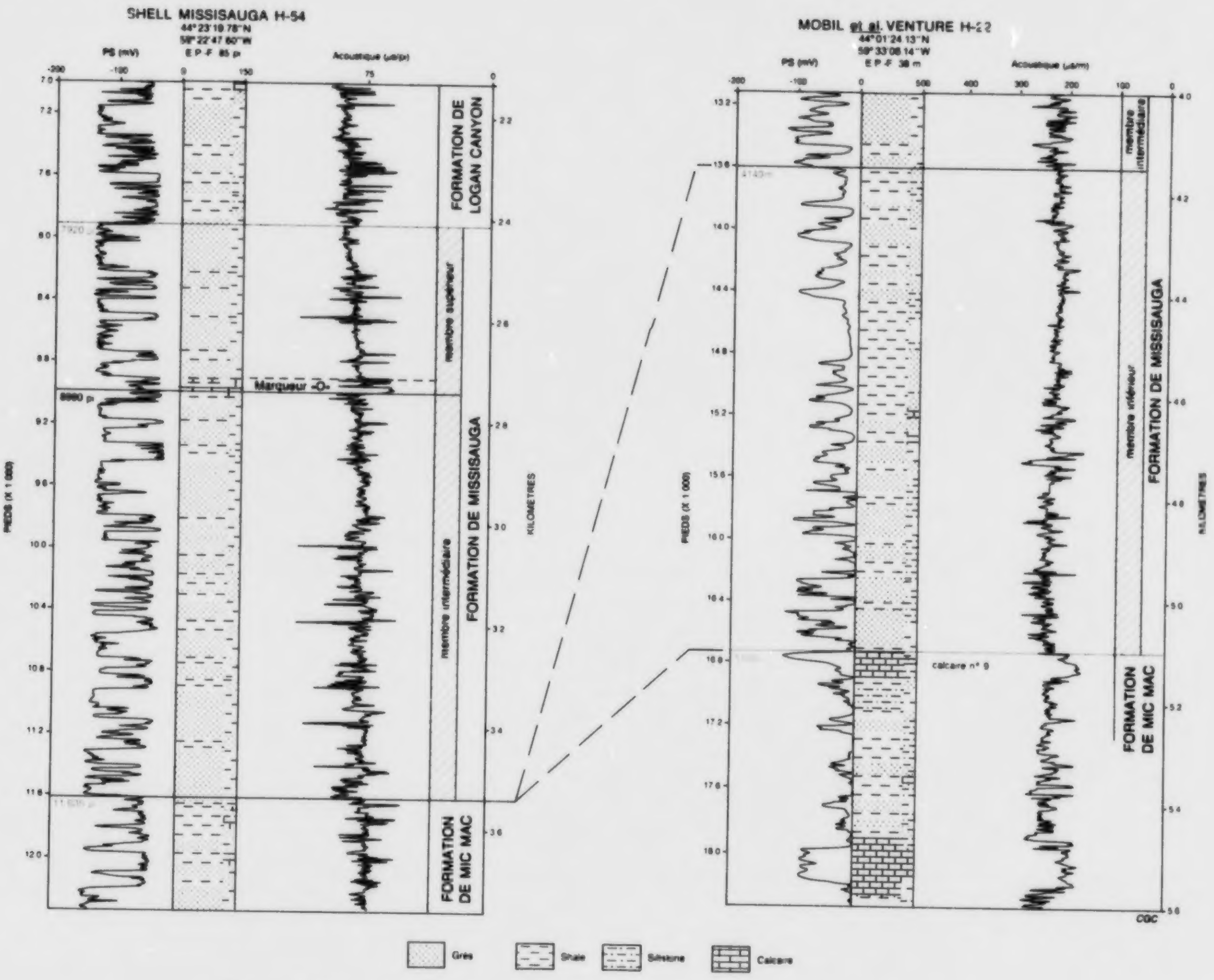


Figure 5-36. Stratotype de la Formation de Missisauga et de ses membres.

américaine. La région qui en a subi les effets les plus profonds est celle des Grands Bancs au sud de Terre-Neuve, marquée par un soulèvement, une déformation et une érosion à grande échelle des sédiments jurassiques. Dans cette région, la discordance de rupture prend le nom de « discordance d'Avalon » (Jansa et Wade, 1975b). Dans le bassin Néo-Écossais, elle a été observée dans la partie interne de la dorsale Canso, dans le graben Orpheus, sur la plateforme de Burin, sur le flanc occidental du sous-bassin Laurentien et sur le flanc oriental du sous-bassin de la Baleine Sud.

Les profils sismiques établis dans les premiers temps de l'exploration des Grands Bancs et des territoires adjacents de même que les données de puits ont mis en évidence la présence d'une discordance angulaire profonde, avec d'un côté des sédiments et des évaporites déformés du Jurassique et d'autres périodes antérieures à la discordance, et de l'autre des sédiments non déformés du Crétacé et plus récents. D'autres discordances crétacées ont également été reconnues. La découverte de pétrole et de gaz à Hibernia en 1979 a entraîné une prolifération des travaux de prospection sismique et des forages d'exploration dans le bassin de Jeanne d'Arc (Grant et al., 1986). L'interprétation de ces données a mis en évidence la présence d'autres discordances dans l'intervalle du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur, dont plusieurs ont été assimilées à la discordance d'Avalon.

Bartlett et Smith (1971) ont été les premiers à décrire les discordances mésozoïques relevées dans la subsurface des Grands Bancs. En se fondant sur les résultats d'une analyse intégrée des données lithologiques et fauniques des puits Grands Falls H-09 (fig. 1, en pochette) et Tors Cove D-52, ils ont reconnu au moins sept séquences limitées par des discordances, dont trois à l'intérieur du Crétacé. La plus ancienne de ces discordances se trouvait entre les roches du Jurassique moyen(?)-supérieur et celles du Crétacé inférieur.

Sherwin (1973) a relevé la présence d'une discordance bien marquée, que ses interprétations lui ont permis de situer à la base du Crétacé supérieur, près du sommet du Crétacé inférieur; il indique que cette discordance est

accompagnée d'un amincissement des strates du Cénomanien et d'une atténuation apparente de certains étages du Crétacé inférieur. Il l'a rattachée à un événement global qui serait survenu au voisinage de la limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur.

Amoco et Imperial (1973) ont décrit «...une discordance angulaire majeure datant du Crétacé précoce ou moyen», avec d'un côté des sédiments du Crétacé inférieur disposés en couches relativement planes, et de l'autre des roches déformées du Jurassique qui ont été conservées dans des bassins structuraux limités par des blocs faillés du socle. Ces auteurs ont corrélé un intervalle de grès du Crétacé inférieur, sus-jacent à la discordance, à la Formation de Missisauga de la plate-forme Néo-Écossaise. Ils ont également nommé «unité Eider» les couches basales de sédiments clastiques transgressifs qui reposent sur la discordance médio-crétacée, et suggéré une corrélation avec la Formation de Logan Canyon de la plate-forme Néo-Écossaise.

Upshaw et al. (1974), après avoir intégré les données lithostratigraphiques et biostratigraphiques provenant des Grands Bancs, ont conclu que le dépôt de la séquence postérieure à la discordance a commencé à la toute fin du Jurassique ou au tout début du Crétacé. Ces auteurs ont également reconnu une série de discordances de moindre importance associées à des cycles de transgression et de régression qui ont fini par inonder les Grands Bancs; en outre, ils ont documenté le diachronisme de l'unité Eider et du Calcaire de Petrel sus-jacent.

Jansa et Wade (1975a,b) ont eux aussi décrit la discordance comme une discordance angulaire bien marquée, séparant des strates déformées du Jurassique, antérieures à la discordance, et des strates non déformées du Crétacé, postérieures à la discordance, sur les Grands Bancs. Ils l'ont baptisée «discordance d'Avalon». Ils en ont attribué le développement à l'orogenèse néocimmérienne, associée à la séparation de la marge orientale des Grands Bancs et de la péninsule Ibérique à la toute fin du Jurassique ou au tout début du Crétacé. Ils ont également observé que le hiatus diminue en s'éloignant des Grands Bancs.

McWhae (1981) a corrélé une série de discordances longeant la marge de l'Atlantique, de la plate-forme Néo-Écossaise à la baie de Baffin, et désigné du nom de «discordance d'Avalon» une discordance datant du milieu du Crétacé (100-85 Ma). Cependant, la discordance du Labrador, à la figure 7 de McWhae, correspond à la discordance d'Avalon du présent chapitre.

L'étude de la discordance d'Avalon ne saurait se faire indépendamment de celle du soulèvement d'Avalon, élément structural majeur (Wade, 1973) dont le développement a coïncidé avec la déformation des sédiments jurassiques. Les flancs du soulèvement d'Avalon ont par la suite été recouverts en avancée par plusieurs générations de strates du Crétacé, et son axe par des roches clastiques du Cénomanien qui marquent la fin de cet épisode de transgression (Barss et al., 1979). Les strates immédiatement sus-jacentes à la discordance d'Avalon recouvrent sans exception des roches déformées du Jurassique ou d'époques antérieures qui avaient été pénéplanées par l'érosion. Il est permis d'en conclure que l'événement tectonique principal est survenu au début du Crétacé, plutôt qu'à la fin.

Des discordances locales sont contenues dans le Crétacé inférieur de la partie externe du sous-bassin de la Baleine Sud, dominée par des diapirs de sel. Au Crétacé précoce, cette région a connu un épisode de mouvement de sel qui a entraîné la formation de vastes synclinaux de retrait. Des lentilles épaisses de sédiments de remplissage du Crétacé inférieur forment des biseaux d'aggradation (recouvrement en avancée) sur les flancs de ces synclinaux de retrait et montrent occasionnellement des traces d'érosion. Les autres discordances du Crétacé, décrites entre autres par Bartlett et Smith (1971), sont le résultat d'une fluctuation des lignes de rivage durant le recouvrement du soulèvement d'Avalon. Ces discordances sont recouvertes en avancée de sédiments et ne présentent pas ou peu de traces de déformation ou d'érosion majeures.

Les données ne sont pas encore suffisantes, ni en qualité ni en quantité, pour déterminer avec certitude l'âge maximal de la discordance d'Avalon. Toutefois, dans la partie sud-est de la plate-forme Néo-Écossaise, où elle n'a plus rien d'angulaire, la discordance se trouve dans la partie la plus basse de la séquence du Crétacé. À l'extrémité orientale du sous-bassin d'Abenaki, le réflecteur du sommet du Jurassique est érodé, ce qui marque la limite occidentale de la zone d'influence du soulèvement d'Avalon (fig. 5-28, 5-30). Il faut donc en conclure que la déformation ayant accompagné la séparation des plaques nord-américaine et ibérique fut un événement relativement court, localement vigoureux, qui se produisit vers le début du Crétacé. La subsidence du soulèvement d'Avalon fut relativement lente et intermittente, produisant une série de discordances de moindre importance que la discordance d'Avalon, dont quelques-unes sont difficiles à distinguer de mouvements locaux.

Groupe de Nova Scotia

McIver (1972) a inclus dans le Groupe de Nova Scotia les formations de Missisauga et de Logan Canyon, formations épaisses et régressives, constituées de roches silicoclastiques du Crétacé inférieur. La Formation de Missisauga fut mise en place par un réseau hydrographique majeur qui, au Crétacé précoce, drainait probablement une bonne partie du nord-est du Bouclier canadien. Elle comporte un large faciès de plaine alluviale, suivi de faciès deltaïque et prodeltaïque. Les séquences deltaïques sont présentes dans la région de l'île de Sable (ce sont d'ailleurs les plus connues), mais il s'en trouve probablement aussi dans le sous-bassin Laurentien et dans celui de la Baleine Sud. Quant à la Formation de Logan Canyon, elle est constituée d'un faciès paralique épais, avec des séquences de grès positives; la diminution des rapports grès/shale est l'indice d'une diminution de l'altitude des régions sources d'une part, et du dépôt des sédiments dans un système plus mature d'autre part.

Formation de Missisauga

Le contact entre les formations de Mic Mac et de Missisauga est généralement concordant, sauf dans les zones proximales de la plate-forme de LaHave, où l'érosion associée à la régression survenue au Crétacé précoce recoupe les sédiments sommitaux du Jurassique. Cette zone d'érosion est illustrée à la figure 5-28. On peut se rendre compte aussi de l'influence de la discordance d'Avalon, par le déplacement de la zone d'érosion vers le large à travers l'extrémité orientale du sous-bassin d'Abenaki.

Deux stratotypes de la Formation de Missisauga ont été désignés par McIver (1972). Le faciès d'amont-pendage est représenté par l'intervalle de −2 388 à −3 511 m (−7 835 à −11 520 pi) dans le puits Missisauga H-54, où la formation est une épaisse séquence sédimentaire à prédominance de grès qui fut mise en place dans un milieu de plaine alluviale. Le stratotype du faciès d'aval-pendage a été reconnu dans le puits Cree E-35 entre −2 551 et −3 719 m (−8 370 et −12 200 pi). Dans cette séquence, les grès sont plus minces et moins massifs, et le rapport sable/shale est beaucoup moins élevé que dans le faciès d'amont-pendage, cela en raison de l'éloignement de la source; le milieu de dépôt variait entre la plaine deltaïque inférieure et le milieu épinéritique. Un faciès d'aval-pendage semblable est reconnu dans la région du Banquereau, dans une coupe de référence occupant l'intervalle de 3 918 à 4 980 m dans le puits Southwest Banquereau F-34. Dans cette région, la concentration des roches clastiques grossières diminue quelque peu, et la teneur en shale augmente dans la même proportion. Le milieu de dépôt était une plate-forme marine.

La Formation de Missisauga présente une épaisseur variable, en raison de sa nature fluvio-deltaïque. Des valeurs nulles ont été enregistrées sur le soulèvement d'Avalon à l'est, et à travers les plate-formes de Burin et de LaHave, tandis que des épaisseurs dépassant les 2 000 m ont été mesurées dans la zone de dépôt maximal du sous-bassin de Sable. La formation a moins de 500 m d'épaisseur sur la plate-forme de LaHave, où une augmentation des concentrations de shale et de roche carbonatée est observée. L'épaisseur maximale reconnue dans les puits, supérieure à 2 100 m, a été observée dans la région de Venture, où le taux moyen de sédimentation est estimé à plus de 8 cm/ka.

L'âge de la Formation de Missisauga dans les stratotypes de McIver s'échelonne du Berriasien-Valanginien au Barrémien, quoique, dans plusieurs puits, la partie basale de la formation renferme des roches sommitales du Jurassique (Barss et al., 1979). Par ailleurs, Petro-Canada (1983) situe l'âge de la formation dans le puits Southwest Banquereau F-34 entre le Hauterivien et le Barrémien. Dans ce dernier puits, la Formation de Missisauga repose sur la Formation de Verrill Canyon. Cette relation s'accorde avec l'épaississement vers le large que mettent en évidence les données sismiques.

Il n'est pas toujours facile de distinguer de façon uniforme les formations de Missisauga et de Mic Mac. La corrélation de deux formations qui sont des faciès de dépôt et qui présentent des contacts progressifs, comme c'est le cas ici, comporte inévitablement une part de diachronisme. Par exemple, si l'on tente de corréler la réflexion provenant du sommet du stratotype de la Formation de Mic Mac dans le puits Missisauga, situé à 22 km au sud, le rattachement est obtenu à plus de 200 m sous la base du stratotype de la Formation de Missisauga sus-jacente. C'est pourquoi on s'en tient à la description de McIver, et l'on prend pour base de la Formation de Missisauga l'endroit où les grès massifs (Formation de Missisauga) passent à des grès plus minces ou plus argileux (Formation de Mic Mac), ou encore l'endroit où l'on observe une multiplication marquée des interstratifications de shale.

Jansa et Wade (1975b) ont décrit le marqueur «O» comme une unité de calcaire transgressif qui se trouve à l'intérieur de la Formation de Missisauga et qui, dans une bonne partie de la plate-forme Néo-Écossaise, divise le faciès principal (plaine alluviale et deltaïque) en une séquence supérieure et une séquence inférieure. Ces deux faciès correspondent aux unités supérieure et inférieure informelles de Given (1977). Les forages exécutés depuis 1978 dans la région du delta de l'île de Sable ont mis en évidence un troisième faciès. Par conséquent, aux fins du présent exposé, la Formation de Missisauga sera subdivisée en trois unités, à savoir un membre inférieur, un membre intermédiaire (équivalant à l'unité inférieure de Given) et un membre supérieur (fig. 5-36).

Le stratotype du membre inférieur de la Formation de Missisauga occupe l'intervalle de 4 149 à 5 100 m dans le puits Venture H-22. Il comprend une série de lits gréseux de granulométrie variant de fine à caillouteuse et devenant souvent plus grossière vers le haut, accompagnés de minces lits de calcaire à l'intérieur d'un shale marin gris. La base du membre inférieur est située au-dessus d'un lit de calcaire local, facile à distinguer, qui marque le sommet du Kimméridgien (P. Ascoli, communication personnelle, 1982). Son sommet est placé en haut d'une séquence de shale importante qui est datée du Berriasien-Valanginien (J.P. Bujak, communication personnelle, 1979). Sur ce membre inférieur, reposent les puissantes couches de grès de granulométrie fine à grossière qui composent le membre intermédiaire de la Formation de Missisauga. Une coupe intégrale de la Formation de Missisauga, telle qu'elle se présente dans le puits Venture B-43, est présentée à la figure 5-49. Le milieu de dépôt du membre inférieur est un front deltaïque, contenant possiblement des dépôts de cordon littoral, de plage et de chenal de marée, qui passe vers le haut à un faciès prodeltaïque. Ce membre est probablement confiné dans la région située au sud de la zone externe de la charnière du Jurassique tardif (fig. 5-28). Au nord de cette région, le membre inférieur est beaucoup plus mince et passe à un faciès de plaine deltaïque qui le rend difficile à différencier du membre intermédiaire.

Les sédiments du membre inférieur furent transportés, par des systèmes de tributaires locaux, dans des cônes peu étendus de roches clastiques ou des zones de failles actives. La région de Venture nous offre l'exemple le mieux documenté de ce type de sédimentation concentrée; en effet, le membre inférieur de la Formation de Missisauga s'étend de part et d'autre de failles contemporaines de la sédimentation, passant de moins de 300 m au puits Citnalta à environ 1 000 m dans le champ Venture. Dans le sens ouest-est, le membre inférieur s'étend au moins du puits Cree au puits Bluenose 2G-47.

En résumé, les interprétations suggèrent que le delta de l'île de Sable (faciès du membre inférieur) s'est développé dans une région caractérisée par une subsidence rapide et un fort taux de sédimentation clastique à l'est du banc carbonaté du Jurassique et à l'intérieur de la zone des failles synsédimentaires dont l'âge s'échelonne du Jurassique tardif au Crétacé précoce. Le faciès prodeltaïque et de front deltaïque du membre inférieur de la Formation de Missisauga s'étend vers le sud-ouest, jusqu'au front carbonaté d'Abenaki (fig. 5-31). Ainsi donc, à la fin du Jurassique, l'accore se trouvait successivement, d'est en ouest, au front d'un faciès progradant de la Formation de Mic Mac regroupant des roches clastiques et carbonatées, au renflement du delta de l'île de Sable, puis au front carbonaté d'Abenaki.

Les stratotypes des membres intermédiaire et supérieur de la Formation de Missisauga sont compris dans le

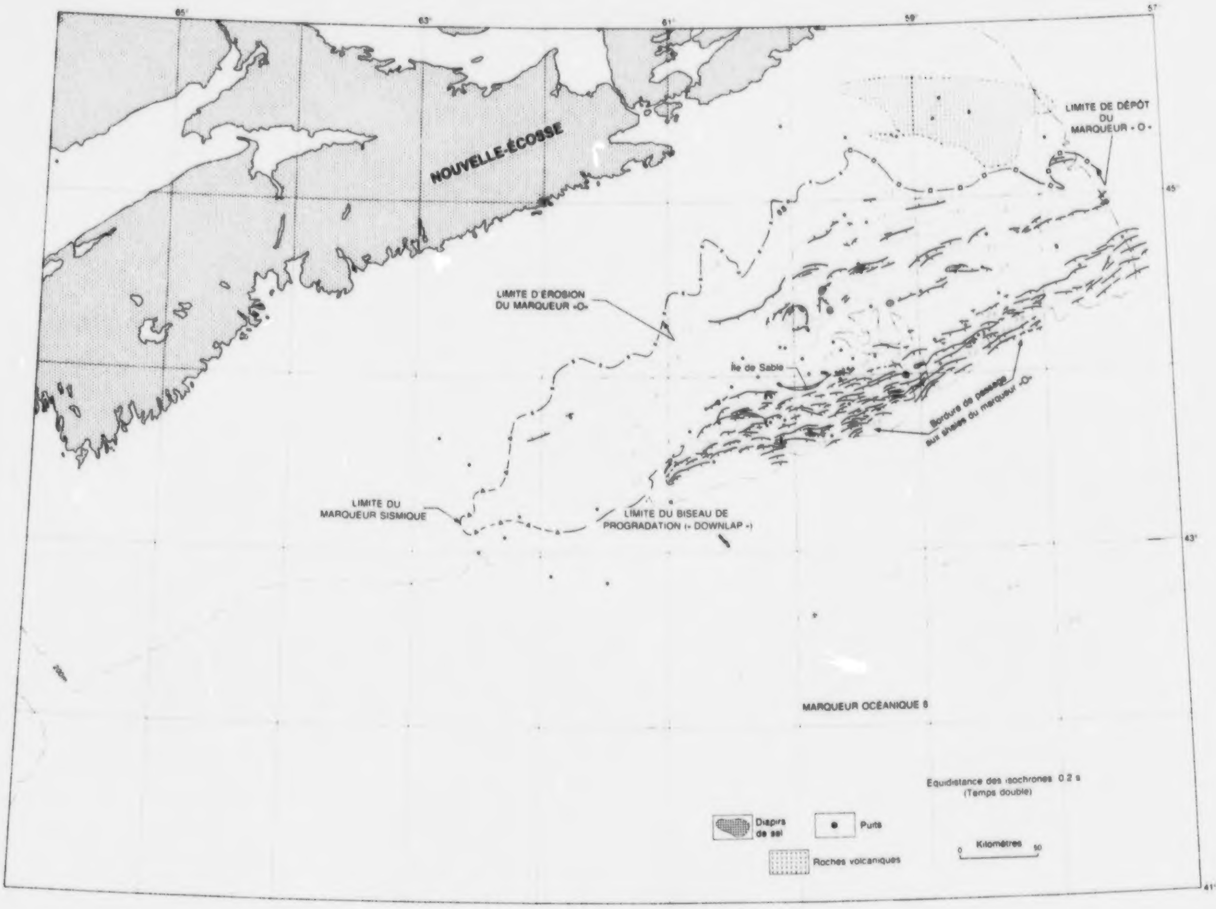


Figure 5-37. Carte isochrone structurale du marqueur « O » et de l'horizon B.

stratotype du faciès d'amont-pendage désigné par McIver dans le puits Missisauga H-54 (fig. 5-36). Le membre intermédiaire occupe l'intervalle de 3 537 à 2 740 m (11 605 à 8 990 pi), et le membre supérieur, y compris le marqueur « O », l'intervalle de 2 740 à 2 414 m (8 990 à 7 920 pi). Une subdivision semblable se retrouve dans la coupe d'aval-pendage désignée par McIver, la base de cette coupe correspondant au sommet du membre inférieur.

La Formation de Missisauga se traduit sur les profils sismiques par des réflecteurs parallèles et continus, qui laissent voir çà et là des structures sédimentaires locales, telles que des chenaux peu profonds. Dans la partie orientale de la plate-forme Néo-Écossaise, les réflexions provenant du sommet et de l'intérieur de la formation sont généralement faibles, mais elles deviennent plus fortes vers l'ouest, en passant sur la plate-forme de LaHave, à mesure que la séquence s'amincit et que sa teneur en roche carbonatée augmente. Le réflecteur interne le plus fort est le marqueur « O »; sur la majeure partie de la plate-forme, il produit une réflexion simple qui, dans la région du Banquereau, se transforme en un certain nombre de boucles divergentes de forte intensité.

Le marqueur « O » est formé d'une série de minces lits calcaires oolitiques à bioclastiques et sableux, dont l'âge s'échelonne du Hauterivien au Barrémien et qui occupe la partie supérieure de la Formation de Missisauga (Jansa et Wade, 1975b; Barss et al., 1979). Comme tel, il constitue un horizon cartographiable qui, dans une bonne partie de la région, tient lieu de sommet de cette formation. La carte isochrone structurale du marqueur « O » (fig. 5-37) met en évidence une faible inclinaison de la surface qui s'étend jusqu'à la charnière du socle. Au sud de la charnière, la surface est plus irrégulière, sous l'effet sans doute du sel mobile sous-jacent et des mouvements de distension synsédimentaires; puis, au paléoaccore, elle plonge brusquement.

Le marqueur « O » représente un épisode de transgression mineur à l'intérieur d'une période de régression régionale, mais il peut néanmoins servir à l'interprétation de la paléogéographie de l'époque en question. Sur une bonne partie de la plate-forme Néo-Écossaise, cette surface recouvrait une vaste plaine deltaïque essentiellement plane. En son faciès proximal, sur la dorsale Canso, le marqueur « O » recouvre en avancée la discordance d'Avalon (fig. 5-37). À sa bordure d'amont-pendage, sur la plate-forme de LaHave, il forme un recouvrement transgressif discordant sur le Jurassique et recouvre en avancée le socle. En son faciès distal, il forme une surface clinoforme qui indique

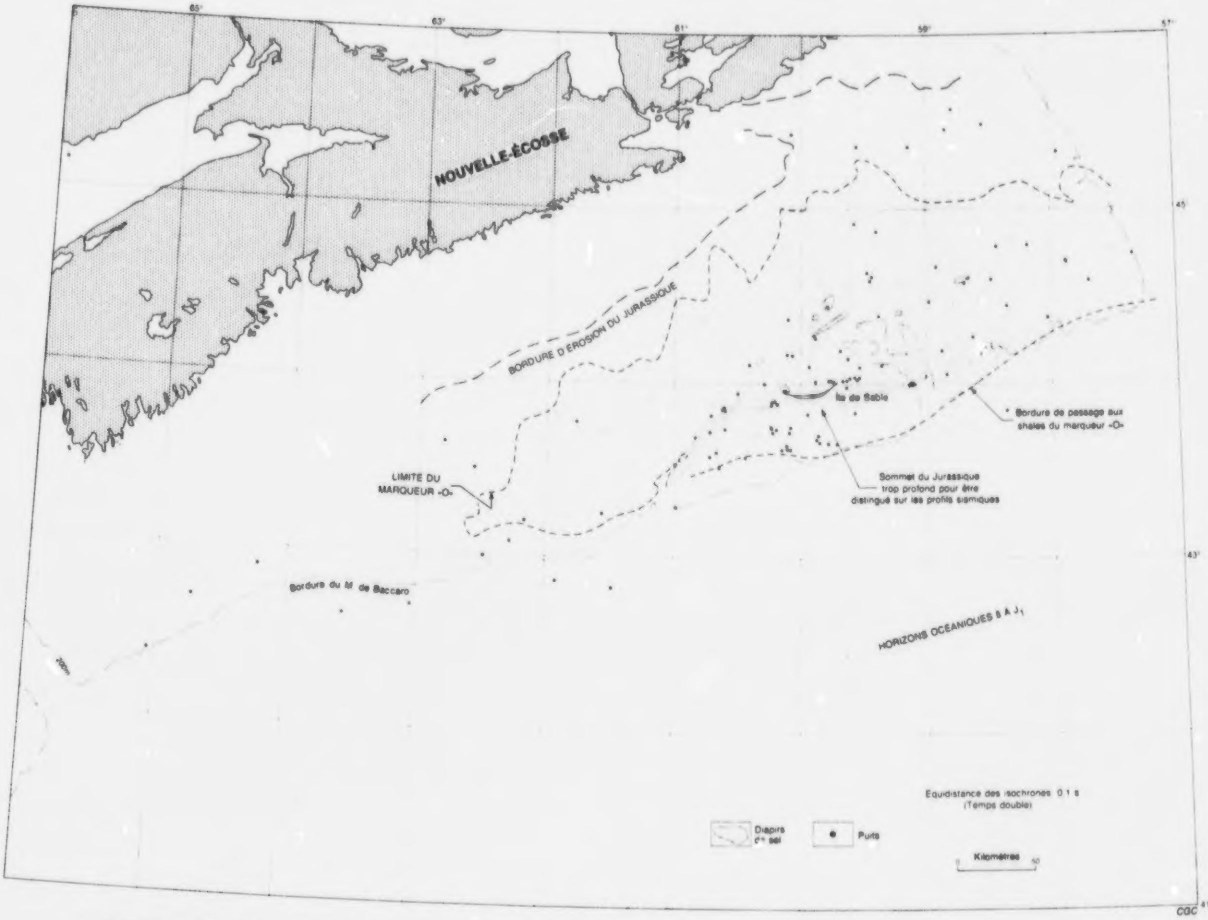


Figure 5-38. Carte isochrone, du marqueur « O » au sommet du Jurassique et des équivalents océaniques.

une variation de la profondeur d'eau et marque probablement le talus du Néocomien tardif (fig. 5-19). En gagnant le large, le marqueur disparaît, le faciès passant latéralement à des shales d'eau plus profonde.

Localement, sur la plate-forme de LaHave, le marqueur « O » se termine en biseau discordant (downlap) vers l'ouest, sur les strates du Jurassique. La carte isochrone (fig. 5-38) montre son amincissement vers le sud-ouest et ses relations avec le front carbonaté de Baccaro qui lui est sous-jacent. Il semble bien que, durant le dépôt du marqueur « O », des parties externes de la plate-forme de LaHave aient été privées de sédiments, ce qui expliquerait le biseau discordant. Localement, comme au nord du puits Evangeline H-98, le marqueur est absent à l'accore du Jurassique, mais il réapparaît dans le biseau de sédiments de remplissage qui jouxte le front carbonaté. À l'endroit où il s'amincit, ce biseau forme ce qui semble être un système de couches basales.

Dans la partie sud-ouest du sous-bassin de Sable, au voisinage des puits Alma K-85 et F-67 et Wenonah J-75, où la sédimentation fut relativement continue, cette unité du Crétacé inférieur prend la forme d'une lentille sigmoïde. Au sud de l'île de Sable, le développement d'un biseau de couches inclinées sur une discordance est moins marqué et l'intervalle compris entre le marqueur « O » et le sommet du Jurassique est un prisme s'épaississant vers le large. Les corrélations sont difficiles à réaliser dans cette région, car elles sont fondées sur un réflecteur recoupé par une série de grandes failles listriques qui sont probablement associées à un mouvement de sel en profondeur.

Ces différences de géométrie entre les membres inférieur et intermédiaire de la Formation de Missisauga peuvent être attribuées aux relations entre l'apport sédimentaire et la subsidence. À l'ouest du delta de l'île de Sable, dans la région d'Oneida, l'apport sédimentaire au Crétacé précoce ne fut pas suffisant pour entretenir le remplissage du bassin, d'où le développement d'un biseau de couches inclinées en discordance sur la plate-forme du Jurassique. Dans la région d'Alma-Glenelg, le marqueur

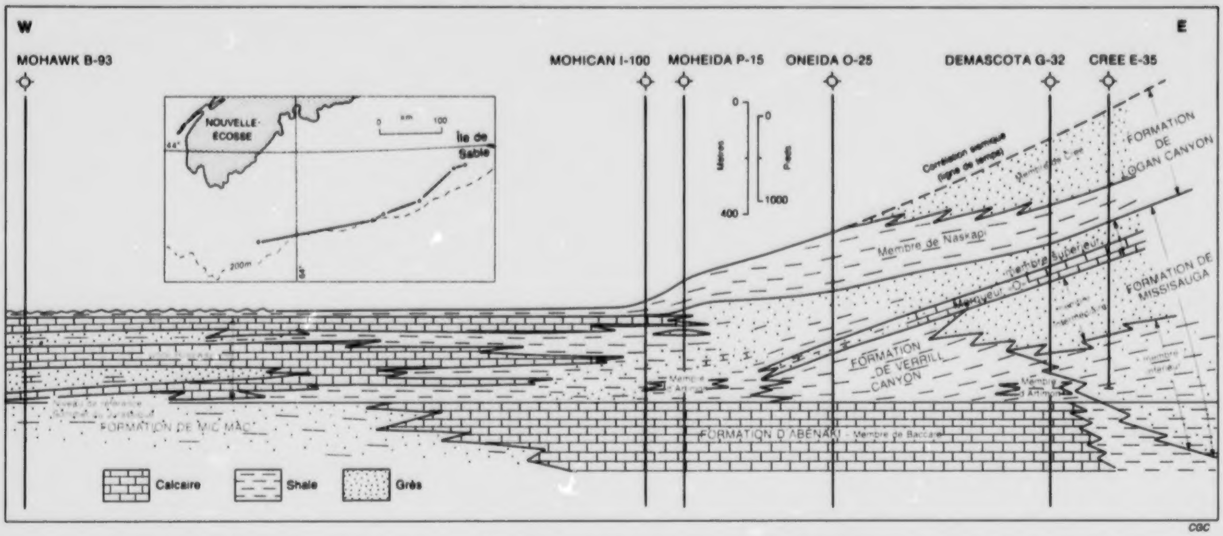


Figure 5-39. Répartition des faciès à l'intérieur de la Formation de Missisauga sur la plate-forme de LaHave. L'échelle horizontale n'est pas respectée.

« O » passe à des shales en plongeant brusquement à travers le talus ancien. La coupe E-E' (fig. 5-27 et fig. 5-52, en pochette), qui est une interprétation d'une coupe sismique effectuée à travers la structure Glenelg, présente la bordure de la plate-forme hauterivienne, au sud du puits, comme ayant un relief topographique d'environ 3 km, ce qui suggère un amincissement du même ordre de grandeur entre le marqueur « O » et le sommet du Jurassique. Dans la zone d'apport sédimentaire maximal, c'est-à-dire dans le delta de l'île de Sable, l'accore se trouve cependant beaucoup plus vers le large, et le marqueur « O » disparaît par des changements de faciès successifs sous le talus continental actuel (fig. 5-19).

Dans la région du Banquereau, le changement de géométrie s'explique par le ploiement (hinging) du Jurassique tardif au Crétacé précoce, de même que par les variations de la relation subsidence-sédimentation qui ont contrôlé l'épaisseur des unités intermédiaire et inférieure de la Formation de Missisauga dans la région de l'île de Sable. L'étendue du marqueur dans cette région s'explique par un apport sédimentaire surabondant qui a favorisé l'accumulation horizontale aux dépens de l'accumulation verticale et d'une régression rapide de la bordure de la plate-forme.

La figure 5-37 est une carte isochrone structurale du marqueur « O » qui, à l'instar des cartes du sommet du Jurassique et du membre de Scatarie (fig. 5-28 et 5-29), laisse voir des zones de tectonique salifère et deux zones de failles de distension. La zone de failles septentrionale, qui demeure pourtant bien visible au niveau du marqueur « O », se caractérise par un rejet moins considérable qu'aux horizons plus profonds. La zone de flexure méridionale est décalée vers le sud par rapport à celle observée sur la carte du sommet du Jurassique, en raison de la progression vers le large des failles marginales à l'époque de la construction de la plate-forme continentale du Crétacé.

Unité Roseway

Dans le puits Mohawk B-93, dans l'intervalle 1 340 — 1 069 m (4 396 — 5 280 pi), la lithologie est à 45 % de calcaire bioclastique à oolitique, 34 % de shale gris et de siltstone et 21 % de grès-siltstone. Cette séquence renferme toutes les palynozones de la Formation de Missisauga (Barss et al., 1979; G.L. Williams, communication personnelle, 1985), dont elle se trouve, par conséquent, contemporaine. Le contrôle stratigraphique étant encore limité dans le puits Mohawk, les auteurs utiliseront le nom informel de « unité Roseway », proposé par Wade (1977), pour désigner cet équivalent de la Formation de Missisauga.

Dans la région de Mohawk, l'unité Roseway produit sur les profils sismiques deux réflexions fortes et bien marquées. La réflexion supérieure (ou sommitale) est l'équivalent, en termes de temps, du sommet de la Formation de Missisauga relevé à l'est, ce qui vient confirmer les interprétations palynologiques, tandis que la réflexion inférieure équivaut au sommet du Jurassique. Au sud du puits Mohawk B-93, l'unité Roseway s'épaissit quelque peu, mais elle conserve son caractère sismique. Vers l'est, en direction des puits Mohican et Moheida, la réflexion supérieure diminue d'amplitude, et l'unité Roseway se caractérise alors par une série de réflexions semi-parallèles d'intensité variable. À ces puits, l'unité est corrélée avec une série de minces interstratifications de calcaires silteux et glauconitiques, dans une séquence de la Formation de Missisauga à prédominance de shale qui avait été interprétée antérieurement comme faisant partie du Membre de Naskapi de la Formation de Logan Canyon. Ce faciès calcaire a 30 m d'épaisseur dans le puits Mohican-I-100, et 150 m dans le puits Moheida P-15.

Les données sismiques et données de puits mettent en évidence des changements de faciès majeurs dans la Formation de Missisauga, à mesure que l'on s'éloigne de la

principale zone de sédimentation gréseuse et que les conditions marines se stabilisent (fig. 5-39). L'épaisse séquence à prédominance de grès observée au puits Cree E-35 passe latéralement à un faciès de shale qui se trouve interstratifié de calcaire aux puits Oneida O-25, Moheida P-15 et Mohican I-100. Le shale cède sa place à un faciès à prédominance calcaire au puits Mohawk B-93. Ces passages successifs équivalent, de façon plus marquée, aux changements de faciès initialement décrits par McIver (1972).

Eliuk (1978) a décrit et nommé le Membre d'Artimon de la Formation d'Abenaki; il s'agit d'un intervalle du Crétacé inférieur constitué de calcaire argileux riche en spongiaires lithistides, observé dans les puits Demascota G-32, Cohasset D-42 et Moheida P-15. À l'ouest du puits Moheida, cependant, ce membre est en corrélation stratigraphique avec la partie inférieure de l'unité Roseway, et à l'est, il équivaut au marqueur « O » (fig. 5-39). Les faciès et le milieu de sédimentation du Membre d'Artimon ont plus d'affinité avec l'unité Roseway ou la Formation de Verrill Canyon qu'ils n'en ont avec la Formation d'Abenaki. Les différences d'âges, qui varient du Kimméridgien au Hauterivien, entre les trois occurrences du Membre d'Artimon suggèrent qu'il s'agit d'un faciès dépendant du milieu de dépôt plutôt que d'une unité régionale significative du point de vue chronostratigraphique. Pour ces raisons, et compte tenu de son âge dominant (Crétacé précoce) et de son encaissement dans des shales de la Formation de Verrill Canyon, il est plus vraisemblable de penser que le Membre d'Artimon constitue un faciès de cette formation.

Formation de Verrill Canyon

Le faciès de bassin équivalant aux formations de Missisauga, de Mic Mac et d'Abenaki se nomme « Formation de Verrill Canyon » (McIver, 1972). Son âge s'échelonne du Callovien au Barrémien. Le stratotype désigné est une langue de shale comprise entre -2 498 et -2 858 m (-8 195 et -9 375 pi) dans le puits Oneida O-25, et son âge s'échelonne du Berriasien au Barrémien (Ascoli, 1976). Il repose sur une séquence complète de la Formation d'Abenaki, et est surmonté d'une séquence réduite de la Formation de Missisauga. Les profils sismiques montrent clairement que le stratotype est dans un milieu de plate-forme plutôt que dans un milieu de bassin. Plusieurs autres intervalles stratigraphiques assimilés à la Formation de Verrill Canyon (Canada Oil and Gas Lands Administration, 1987) sont maintenant réputés former des langues de shale à l'intérieur du faciès front deltaïque-prodeltaïque de la Formation de Missisauga.

Sur les profils sismiques, le sommet de la Formation de Verrill Canyon ne produit aucune réflexion distinctive, non plus d'ailleurs que ses strates internes. Les interprétations font commencer la formation à l'endroit où les réflecteurs semi-parallèles et discontinus qui se trouvent dans les parties distales de la Formation de Missisauga, après un affaiblissement progressif vers le bassin, passent à une zone dépourvue de réflecteurs cohérents ou continus.

Le puits Glenelg J-48 a traversé un shale de bassin de 900 m d'épaisseur, qui équivaut à la partie inférieure de la Formation de Missisauga. Sa couleur varie du gris foncé au gris olive foncé; sa composition est carbonée et occasionnellement calcaire. Il renferme des interstratifications mineures de grès et de siltstone argileux à grain très fin. Ce shale est considéré comme faisant partie de la Formation de Verrill Canyon. Au-dessous de 4 120 m de profondeur, une zone contient une abondance de foraminifères planctoniques caractéristiques d'un milieu d'eau profonde, mais dans l'ensemble, le milieu de dépôt de la Formation de Verrill Canyon dans le puits Glenelg est néritique (P. Ascoli, communication personnelle, 1985). Une séquence de lithologie similaire et de 1 300 m d'épaisseur rencontrée au fond du puits Southwest Banquereau est également interprétée comme appartenant à la Formation de Verrill Canyon. Elle met en évidence un milieu de sédimentation régional qui est infranéritique, prodeltaïque et bassinal.

Il se pourrait que le Jurassique de la Formation de Verrill Canyon ne soit jamais traversé en entier dans le sous-bassin de Sable, en raison de sa profondeur considérable. Cela dit, les chances d'en atteindre la base semblent meilleures sur le flanc occidental du sous-bassin de Shelburne et sur le flanc oriental du sous-bassin de la Baleine Sud, où les formations du Jurassique supérieur sont moins profondes.

Formation de Logan Canyon

La formation supérieure du Groupe de Nova Scotia est la Formation de Logan Canyon (fig. 5-21). Deux langues de shale majeures, le Shale de Naskapi et le Membre du Shale de Sable ont été décrites par McIver (1972). Jansa et Wade (1975b) ont désigné le Shale de Naskapi de McIver comme l'unité basale de la Formation de Logan Canyon et l'ont nommé « Membre de Naskapi ». Ils ont aussi donné le nom de « Membre de Sable » à la seconde unité de shale qui se trouve non loin du sommet de la formation. La séquence de grès et de shale comprise entre les membres de Naskapi et de Sable n'a pas reçu de désignation, pas plus que l'intervalle shalo-gréseux qui surmonte le Membre de Sable.

Il est proposé de subdiviser la Formation de Logan Canyon en quatre membres : Naskapi, Cree, Sable et Marmora. Le stratotype de la Formation de Logan Canyon et de ses membres occupe l'intervalle de 1 472 à 2 582 m (4 831 à 8 470 pi) dans le puits Cree E-35 (fig. 5-40). Cette formation consiste en une alternance de puissantes unités de shale et de grès-shale, qui se sont déposées durant des périodes de dépôt de quantités plus ou moins importantes de roches clastiques quartziques, dans un milieu de vaste plaine côtière et de plate-forme peu profonde. L'âge du stratotype s'échelonne de l'Aptien au Cénomanien précoce (Barss et al., 1979) ou de l'Aptien au Cénomanien tardif (P. Ascoli, communication personnelle, 1978).

Sur les enregistrements sismiques, la Formation de Logan Canyon produit une série de réflexions subparallèles assez continues, qui perdent de leur intensité et de leur continuité vers l'ouest sur la plate-forme de LaHave et vers le large dans le sous-bassin de Sable. Dans les sous-bassins, les membres de Naskapi et de Sable n'ont pas de caractéristiques sismiques suffisamment prononcées pour être reconnus comme des unités sismostratigraphiques, bien qu'il soit possible de suivre les isochrones correspondantes sur de courtes distances à partir des rattachements faits aux puits. Sur la plate-forme de LaHave, la meilleure continuité des réflexions permet d'établir des corrélations sur de plus grandes distances. La carte isochrone allant du Membre de Petrel au marqueur « O » (fig. 5-41) couvre essentiellement la Formation de Logan Canyon (fig. 5-21).

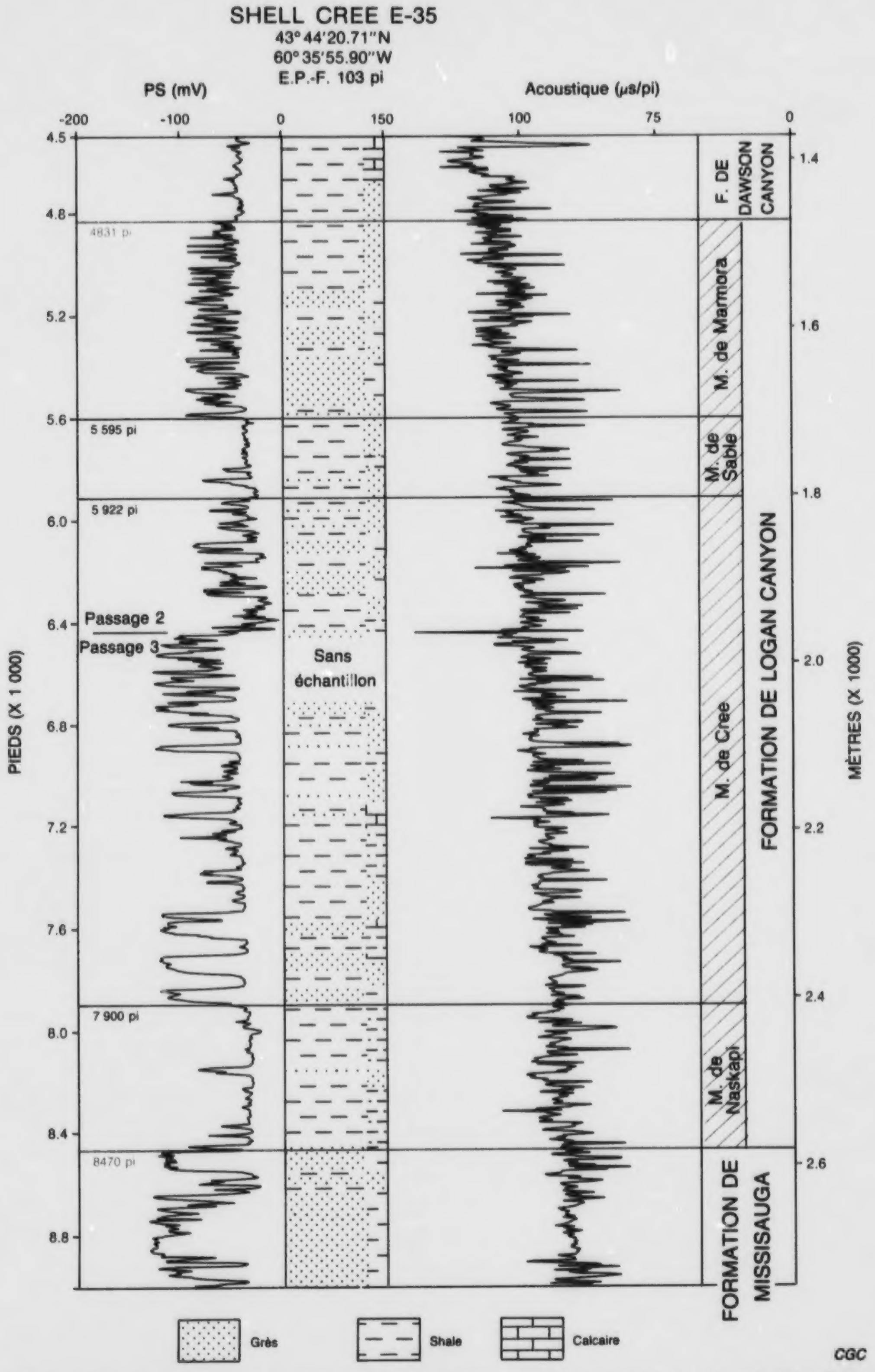


Figure 5-40. Stratotype de la Formation de Logan Canyon et de ses membres dans le puits Cree E-35.

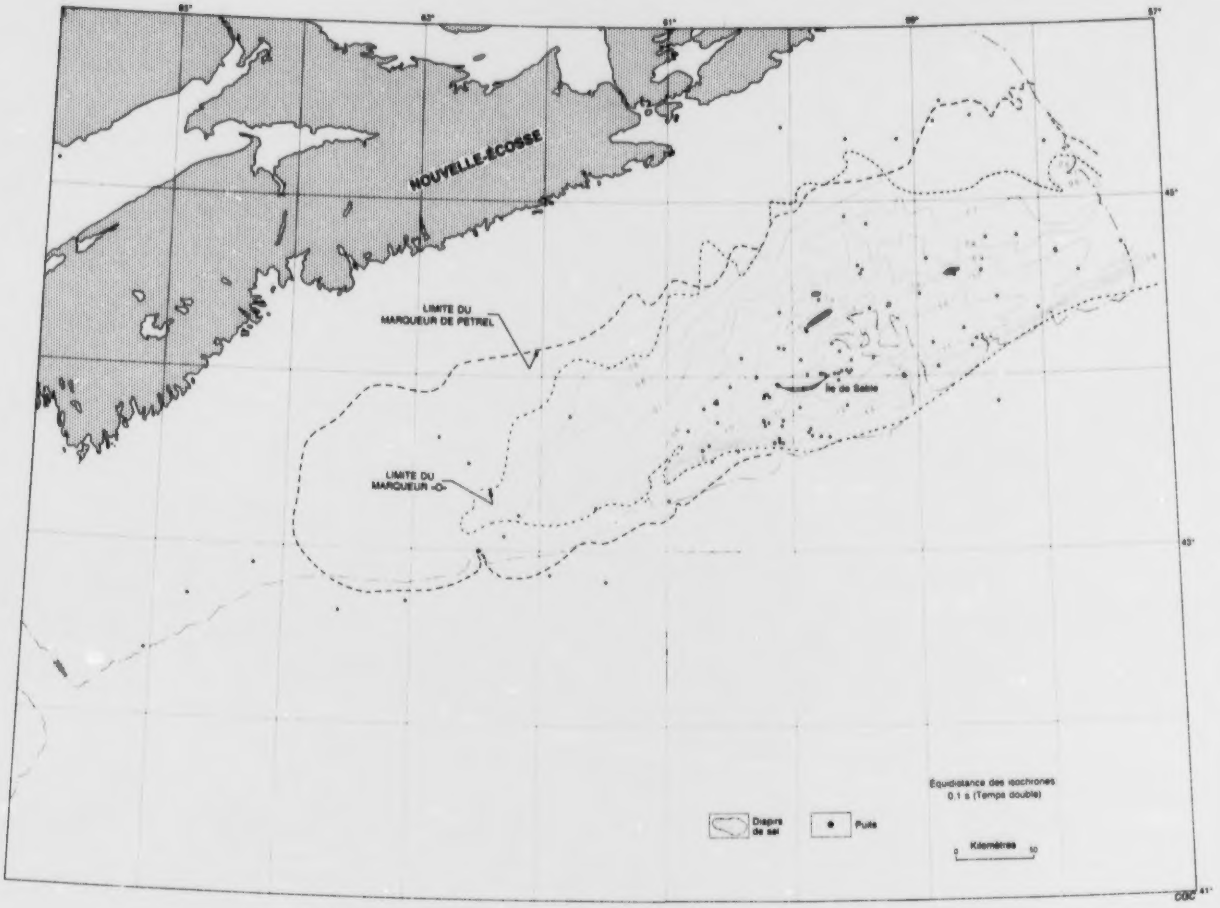


Figure 5-41. Carte isochrone, du marqueur de Petrel au marqueur «O».

On remarquera tout particulièrement les zones de puissantes accumulations sédimentaires associées au retrait du sel dans le sous-bassin d'Abenaki, ainsi que la zone située au sud des puits Alma F-67 et Glenelg J-48, où la très forte épaisseur de sédiments est attribuable au développement horizontal de la plate-forme au-delà de l'accore du Missisauga supérieur.

Dans le milieu distal, les grès de la Formation de Logan Canyon passent à un faciès shaleux. McIver (1972) et Given (1977) faisaient entrer dans la Formation de Dawson Canyon le faciès d'aval-pendage de la Formation de Logan Canyon. Jansa et Wade (1975b) considèrent Dawson Canyon comme une formation distincte, qui s'est déposée sur la Formation de Logan Canyon et ses équivalents par suite de la remontée eustatique du niveau marin au Crétacé tardif. Ils ont proposé le nom de « Shale de Shortland » pour désigner les shales de bassin de la Formation de Logan Canyon. Cette conception réduit l'intervalle d'âges de la Formation de Dawson Canyon; au lieu de s'échelonner du Barrémien au Santonien (environ 34 Ma) comme le proposait McIver, la formation ne couvrirait que la période du Cénomanien au Santonien (environ 8 Ma). En outre, la thèse de Jansa et Wade restreint la Formation de Dawson Canyon au Groupe de Gully, ce qui simplifie la subdivision stratigraphique proposée.

Chacun des membres de la Formation de Logan Canyon s'épaissit, et la proportion de shale s'accroît en direction du large dans les sous-bassins d'Abenaki et de Sable. Du côté ouest de ces sous-bassins, la formation s'amincit et passe à un faciès à prédominance de shale avec accessoirement des lits de grès et de siltstone. Ce changement de faciès résulte du dépôt de sédiments dans un milieu marin situé en périphérie de la principale zone de dépôt de roches clastiques grossières. Cela complique une fois de plus l'identification des diverses formations présentes dans la partie occidentale de la plate-forme de LaHave. Dans le puits Mohawk, la Formation de Logan Canyon est représentée par une section équivalente d'à peine 170 m d'épaisseur; elle est constituée de mudstone glauconitique silteux de couleur gris pâle, avec de minces interstratifications de siltstone et de grès calcaire à grain très fin.

Le Membre de Naskapi constitue, dans la Formation de Logan Canyon, l'unité transgressive inférieure de shale; il se reconnaît facilement dans la partie orientale de la plate-forme Néo-Écossaise, où il se présente comme un puissant intervalle de shale intermédiaire entre les

séquences de grès massif de la Formation de Missisauga et les séquences de grès-shale interstratifiés du Membre de Cree de la Formation de Logan Canyon. Son stratotype est situé entre 2 582 et 2 408 m (8 470 et 7 900 pi) de profondeur dans le puits Cree, où il est constitué de plusieurs shales aux couleurs distinctives, allant du brun jaunâtre au brun rougeâtre en passant par le gris verdâtre. Il est souvent interstratifié de zones silteuses et sableuses. Les isopaques nous le présentent comme un biseau s'épaississant vers le large, les plus fortes épaisseurs ayant été mesurées près de la bordure de la plate-forme dans le sous-bassin de Sable. Dans le sous-bassin de la Baleine Sud, une épaisseur de 79 m a été mesurée dans le puits Puffin B-90, et des épaisseurs moindres dans les puits Brant P-87, Tern A-68 et Emerillon C-56. Le Membre de Naskapi devient de plus en plus sableux le long de la bordure septentrionale du sous-bassin d'Abenaki, de sorte que, sur la majeure partie de la dorsale Canso, sa lithologie ne permet plus de le distinguer des séquences de grès adjacentes.

L'interprétation des microfossiles et des échantillons recueillis dans les puits indique que le Membre de Naskapi s'est déposé dans un milieu qui varie de la plaine tidale au milieu margino-marin. Il représenterait donc un épisode de transgression marine, par rapport au milieu de plaine deltaïque qui, au-dessous, caractérise le membre supérieur de la Formation de Missisauga.

Les corrélations établies du puits Naskapi N-30 au puits Mohican I-100, puis vers l'ouest au puits Mohawk B-93, indiquent que la réflexion sismique marquant le sommet du Membre de Naskapi se termine en biseau sur la réflexion sommitale de l'unité Roseway. Il est difficile de distinguer le Membre de Naskapi de l'unité Roseway sur le critère de l'âge, d'abord à cause de l'insuffisance du contrôle par les puits ensuite parce que le Membre de Naskapi date de l'Aptien tandis que l'unité Roseway s'échelonne du Barrémien au tout début de l'Aptien. Dans ces conditions, les données sismiques demeurent le meilleur moyen de distinguer les deux unités sur la plate-forme de LaHave. Des données biostratigraphiques (Barss et al., 1979; Ascoli, 1976) mettent clairement en évidence la présence de biozones représentant le Membre de Naskapi dans le puits Mohawk, au-dessous d'une discordance et au-dessus des biozones indicatrices de la Formation de Missisauga.

Entre le puits Mohican I-100 et les puits Demascota C-32 et Cree E-35 à l'est, la limite chronostratigraphique du Membre de Naskapi s'élève graduellement, à mesure qu'épaississent les séquences de Naskapi et de Missisauga; à son plus haut, elle se situe à environ 250 à 300 m au-dessus de la lithologie caractéristique de ce membre (fig. 5-39). Voilà un autre indice de l'influence antérieure du faciès deltaïque et du diachronisme des unités lithostratigraphiques.

Des coulées de basalte et des roches volcanoclastiques sont interstratifiées avec des sédiments du Membre de Naskapi dans cinq puits de la partie nord-est de la plate-forme Néo-Écossaise. D'après la continuité des réflexions sismiques, les basaltes semblent former une série de minces coulées sur une surface de 50 km sur 150 km, aux puits Argo F-38, Hercules G-15 et Jason C-20 (fig. 5-37). Ces coulées se sont probablement épanchées le long de fractures de tension sur le flanc sud du graben Orpheus, pour être ultérieurement déformées par la tectonique salifère et la formation de failles. Les données sismiques ne confirment pas la présence de cônes volcaniques aux puits Argo F-38 et Jason C-20, comme le postulaient Jansa et Pe-Piper (1985). Aux deux puits Hesper, un intervalle basaltique de 18 m d'épaisseur, qui fait également partie du Membre de Naskapi, produit un réflecteur puissant et marqué. Relativement plat, il semble restreint à une seule écaille, due à une faille listrique. Jansa et Pe-Piper (1985) apparentent ce volcanisme de la plate-forme Néo-Écossaise à un volcanisme de milieu de plaque, qui était répandu dans la partie occidentale de l'Atlantique Nord au Crétacé précoce.

Le stratotype du Membre de Cree de la Formation de Logan Canyon occupe l'intervalle de 2 408 à 1 805 m (7 900 à 5 922 pi) dans le puits Cree E-35. Il est sous-jacent à la base du shale du Membre de Sable et sus-jacent au sommet du shale du Membre de Naskapi. Il est constitué de lits de grès interstratifiés de shale de couleur gris moyen à gris foncé et, occasionnellement, de minces lits de siltstone. Les grès inférieurs sont à grain moyen à grossier; la taille des grains augmente vers le haut mais, en se rapprochant du sommet, leur granulométrie varie de fine à moyenne. Les lits gréseux s'amincissent tant vers le haut que vers le large. L'interprétation des données biostratigraphiques permet de situer l'âge du Membre de Cree entre l'Aptien tardif et l'Albien tardif.

Le Membre de Sable, la deuxième unité de shale régionale de la Formation de Logan Canyon, a pour stratotype l'intervalle 1 805 — 1 705 m (5 922 — 5 595 pi) dans le puits Cree E-35 (fig. 5-40). Malgré la prédominance d'un faciès shaleux, résultant d'une période de transgression plus rapide, il renferme de minces lits de grès et de siltstone plus ou moins nombreux selon la position dans le bassin. Sur la partie interne du sous-bassin d'Abenaki et sur la dorsale Canso, il est dominé par des grès et, dès lors, ne peut plus être représenté comme une unité distincte.

Le Membre de Marmora de la Formation de Logan Canyon repose sur le Membre de Sable et est lui-même recouvert de la Formation de Dawson Canyon. Un stratotype proposé occupe l'intervalle de 1 705 à 1 472 m (5 595 à 4 831 pi) dans le puits Cree E-35. À l'instar du Membre de Cree, il s'amincit vers le haut et est interstratifié de lits de sable dont le grain diminue vers le haut. Le contact de la Formation de Logan Canyon avec la Formation sus-jacente de Dawson Canyon est progressif dans plusieurs puits; on le place au sommet de l'intervalle distinctement sableux. Sur la plate-forme Néo-Écossaise, le Membre de Marmora a un âge compris entre l'Albien tardif et le Cénomanien tardif selon l'interprétation des foraminifères et des ostracodes (P. Ascoli, communication personnelle, 1978); entre l'Albien tardif et le Cénomanien précoce selon les palynomorphes (Barss et al., 1979).

Le nom informel « unité Eider » a été donné par Amoco et Imperial (1973) à l'unité transgressive basale constituée d'une « séquence de sable et shale de milieu margino-marin à marin peu profond... » qui surmonte la discordance médiocrétacée sur les Grands Bancs. Ne faisant aucun cas de l'interprétation de Upshaw et al. (1974), Jansa et Wade (1975b) ont corrélé l'unité Eider avec la séquence de grès supérieure de la Formation de Logan Canyon et l'ont désignée « Membre d'Eider ». La datation de l'intervalle de grès a fourni un intervalle d'âges très étendu, comme c'est habituellement le cas d'une séquence transgressive basale. Un des intervalles d'âges les plus étendus, s'échelonne du Berriasien au Cénomanien; il a été mesure dans le puits Pelican, dans le centre des Grands Bancs (Barss et al., 1979). La plupart du temps, toutefois, l'unité est restreinte à

certaines parties de l'Albien et du Cénomanien (Barss et al., 1979). Il y a désaccord entre la corrélation des isochrones sismiques entre les puits et les données biostratigraphiques, de sorte qu'il faudra procéder à d'autres études avant d'élucider la relation entre l'unité Eider et les unités correspondantes de la plate-forme Néo-Écossaise. Pour ces raisons, les auteurs retiennent ici le nom informel « unité Eider » proposé par Amoco et Imperial (1973) pour désigner ces intervalles. L'unité Eider est constituée d'un grès friable de granulométrie moyenne à grossière, qui passe vers le haut à un grès glauconitique à grain fin avec des interstratifications de mudstone et de marne calcaire (Jansa et Wade, 1975b).

Des équivalents continentaux de la Formation de Logan Canyon ont été observés dans six localités disséminées en Nouvelle-Écosse (fig. 5-42). Ils renferment des argiles rouges, grises et blanches, du sable quartzeux et du lignite interstratifiés (Lin, 1971). Ils contiennent aussi des palynomorphes, dont diverse associations de flores (spores) terrestres subtropicales et de kystes algaires d'eau douce (dinoflagellés), qui indiquent un âge compris entre l'Aptien tardif et l'Albien précoce (E.H. Davies, communication personnelle, 1982 et 1983; Davies et al., 1984) et qui en font donc un équivalent d'une partie du Membre de Cree. Au ruisseau Diogenes (Diogenes Brook), l'équivalent de la Formation de Logan Canyon comporte un intervalle de 23 m qui a été daté du Valanginien; il s'agit en fait de la seule occurrence de sédiments du Néocomien (équivalant à la Formation de Missisauga) qui ait été observée dans les Maritimes (E.H. Davies, communication personnelle, 1983). Les échantillons prélevés dans les localités 7 et 8 (représentées à la figure 5-42) étaient, contrairement à ce que l'on croyait, dépourvus de sédiments du Crétacé.

Groupe de Gully

Sus-jacent au Groupe de Nova Scotia, le Groupe de Gully (McIver, 1972) comprend les formations de Dawson Canyon, de Wyandot et de Banquereau. Ces formations, qui se sont déposées au début de la transgression marine ayant affecté l'ensemble de la planète au Crétacé tardif et jusqu'à l'Oligocène, comprennent quelques-uns des faciès marins les plus profonds à reposer à l'intérieur la plate-forme Néo-Écossaise. La Formation de Banquereau

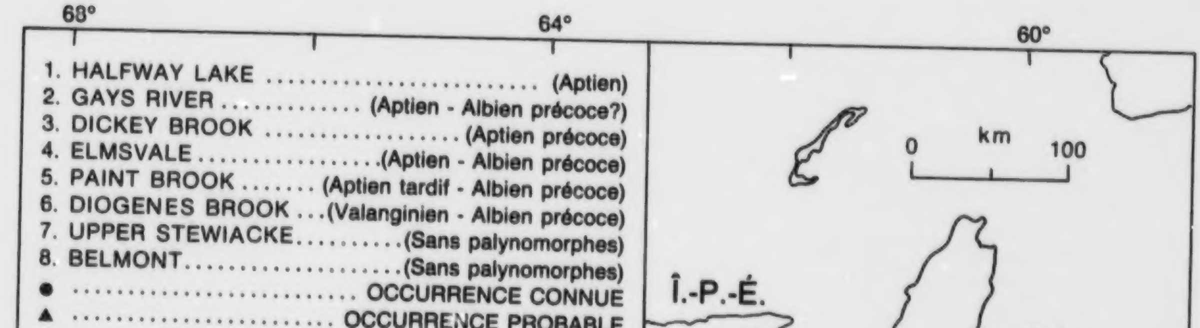


Figure 5-42. Occurrences connues et probables de roches crétacées en Nouvelle-Écosse.

renferme en outre des sédiments qui se sont accumulés durant une période de fluctuation du niveau marin au milieu du Tertiaire, de même que des sédiments déposés par la dernière régression ayant précédé le Pléistocène. Lithologiquement, ces formations sont constituées de shale, de mudstone, de craie et de marne, avec des roches clastiques grossières qui vont du siltstone au conglomérat.

Formation de Dawson Canyon

La Formation de Dawson Canyon est à prédominance de mudstone ou de shale marin de couleur grise, avec occasionnellement de minces lits de siltstone, de grès et de calcaire. Elle comporte en particulier une série persistante de minces lits calcaires, désignée « Membre de Petrel » (Amoco et Imperial, 1973; Jansa et Wade, 1975b), qui constitue un marqueur sismique régional. Son stratotype est situé entre -1 017 et -1 288 m (-3 335 et -4 225 pi) dans le puits Missisauga H-54 (McIver, 1972), le Membre de Petrel occupant l'intervalle de 1 215 à 1 228 m (3 975 à 4 030 pi). À l'est du stratotype, la partie de la formation sus-jacente au Membre de Petrel passe d'un faciès à prédominance de shale à un autre à prédominance de calcaire. L'âge de la Formation de Dawson Canyon s'échelonne du Cénomanien au Santonien selon Barss et al. (1979), et du Cénomanien précoce au Santonien selon Doeven (1983). Le Membre de Petrel date, quant à lui, du Turonien. L'épaisseur de la Formation de Dawson Canyon varie de plus de 500 m dans le sous-bassin de la Baleine Sud et sur la plate-forme de LaHave, à plus de 200 m sur la dorsale Canso et à un peu plus de 100 m dans la partie externe, à faible sédimentation, du sous-bassin de Sable.

Dans sa localité type, le sommet de la Formation de Dawson Canyon produit sur les profils sismiques une réflexion relativement forte et nette, qui s'affaiblit cependant vers le nord et vers le sud. En dessous, s'observe une zone d'énergie faible mais continue qui s'amincit et qui, vers le sud, forme un biseau incliné discordant sur le marqueur du Membre de Petrel.

Le calcaire du Membre de Petrel donne un marqueur régional puissant et continu, qui peut être suivi sur la

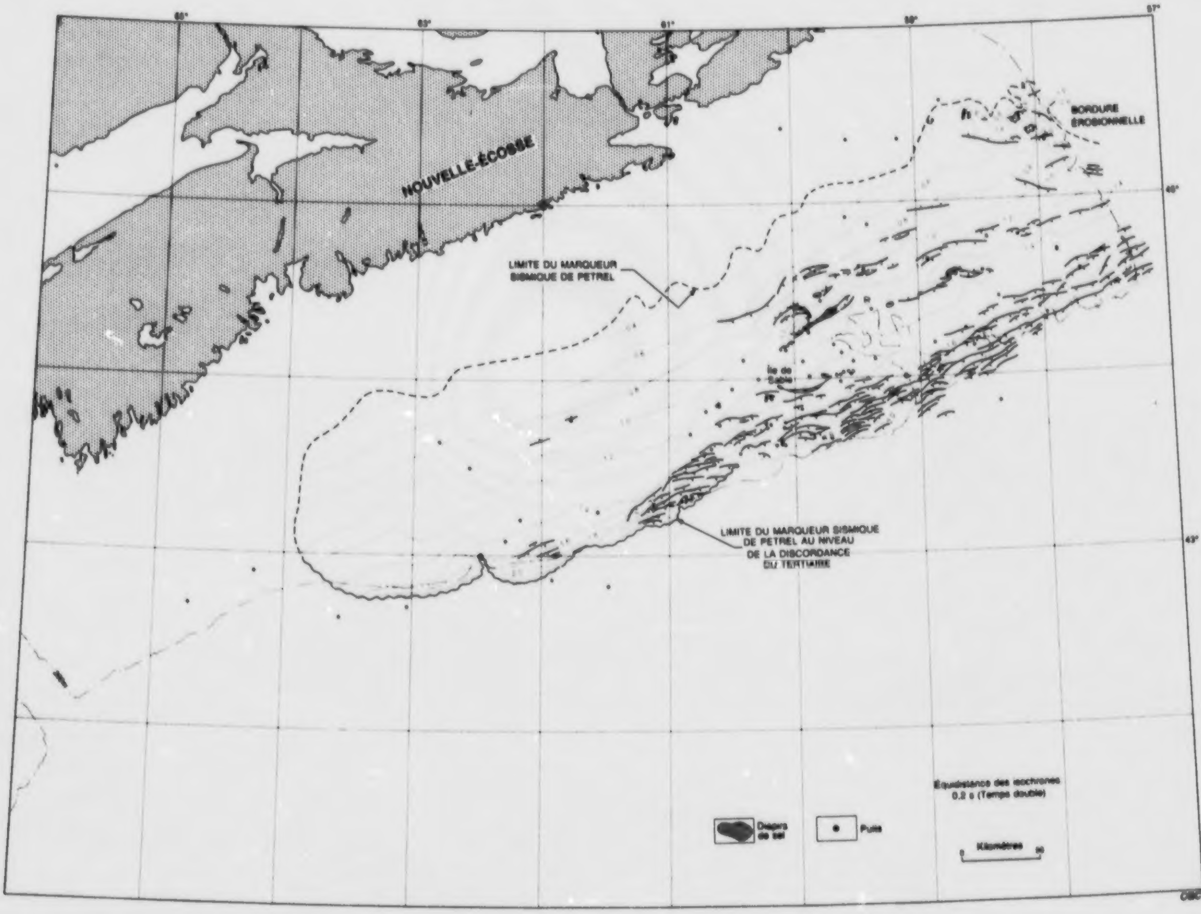


Figure 5-43. Carte isochrone structurale du marqueur de Petrel.

majeure partie de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs. Son expression sismique varie suivant son épaisseur; la qualité de la réflexion diminue lorsque le calcaire s'amincit et le signal s'intensifie et se scinde en deux réflexions à l'endroit où le Membre de Petrel présente son épaisseur maximale. Le membre s'épaissit régionalement du sud-ouest au nord-est. Dans la partie la plus à l'est de la plate-forme Néo-Écossaise, le Membre de Petrel est dans le prolongement des couches épaisses de la Formation de Wyandot sus-jacente, et la distinction devient alors difficile à faire.

La figure 5-43 représente la carte isochrone structurale du marqueur de Petrel. À sa limite nord, le marqueur forme un sous-affleurement au niveau du fond marin et, plus à l'est, il est tronqué par des chenaux tertiaires. Dans le graben Orpheus, il y a trois zones où des diapirs sont surmontés d'une troncature d'érosion. La limite sud du Membre de Petrel est marquée par une troncature causée soit par l'érosion associée au biseau discordant de la Formation de Wyandot, soit par l'érosion qui s'est produite à la bordure de la plate-forme du Tertaire. Les configurations de failles observées en profondeur se retrouvent au niveau du Membre de Petrel; ainsi, les failles de direction nord conservent essentiellement leur orientation, tandis que les failles de direction sud sont décalées encore plus vers le sud. Seulement quelques-unes des structures salifères de la plate-forme percent ce niveau.

Formation de Wyandot

McIver (1972) a donné le nom de « Craie de Wyandot » à ce qui est « peut-être l'unité lithologique la plus facile à distinguer et la plus largement reconnue de toute la plate-forme... ». Son stratotype a été choisi dans le puits Mic Mac H-86, et son âge situé dans l'intervalle du Santonien au Campanien précoce. Jansa et Wade (1975b) ont étendu les limites de l'unité de McIver et l'ont placée dans l'intervalle de 689 à 835 m (2 260 à 2 738 pi), afin de lui adjoindre les couches adjacentes de marne et de mudstone crayeux; du même coup, ils lui ont donné le nom formel de « Formation de Wyandot ». Barss et al. (1979) ont situé l'intervalle d'âges de cette formation entre le Campanien et le Maastrichtien, tandis que Doeven (1983), sur la foi des nannofossiles, l'a situé entre le Santonien et le Maastrichtien.

Dans la région de Mic Mac, la Formation de Wyandot se présente sur les profils sismiques sous forme de plusieurs

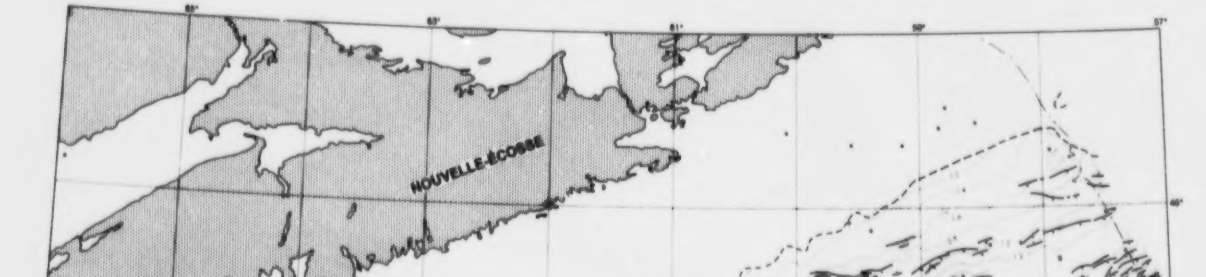


Figure 5-44. Carte isochrone structurale du marqueur de Wyandot et de l'horizon A*.

événements forts, mais, dans presque tous les autres cas, elle produit une seule réflexion forte et nette. Les données sismiques montrent que la Formation de Wyandot, bien que formant une unité lithologique distincte, peut être diachrone dans les sous-bassins d'Abenaki et de Sable. Dans l'est de la plate-forme où ces bassins sont situés, il y a eu apparemment régression marine durant le dépôt de la partie supérieure de la formation. Les craies et le faciès marneux se seraient donc déposés à la base des séquences progradantes. Les craies passent vers le haut de la pente à des shales ou mudstones calcaires, puis, plus haut encore, à des mudstones. Les couches sommitales de ces séquences sont parfois suffisamment calcaires pour produire une réflexion forte, dont la similitude avec l'événement de Wyandot proprement dit complique les corrélations locales. En corrélant l'événement de Wyandot vers la terre ferme, il faut faire bien attention de ne pas le confondre avec la réflexion d'une des progradations. D'après les données de puits, les occurrences de la formation qui se trouvent le plus à l'est s'échelonnent du Campanien au Paléocène, tandis que celles situées à l'ouest de l'île de Sable couvrent l'intervalle Santonien-Campanien. Ces résultats s'accordent avec la paléogéographie du Crétacé tardif Paléogène, qui met en évidence une subsidence continue accompagnée d'un déplacement vers l'est de la zone de dépôt maximal entraînant une progradation concomitante vers le sud-est.

La figure 5-44 représente la carte isochrone structurale de la Formation de Wyandot. Au nord, l'événement s'affaiblit, mais persiste jusque dans le sous-affleurement du Quaternaire. Localement, il est recoupé par des chenaux du Tertiaire. Au sud, l'érosion de la bordure de la plate-forme du Tertiaire, dont la carte montre bien le découpage, a entaillé la Formation de Wyandot. Les éléments tectoniques observés sur la carte structurale du marqueur de Petrel se retrouvent à la surface de la Formation de Wyandot, mais avec certaines failles en moins. Au nord du puits Oneida O-25, à l'extrémité orientale du graben Mohican, il y a une vaste zone où l'érosion n'a fait qu'entailler la Formation de Wyandot. Cette zone forme, sur la carte d'isochrones sismiques de l'intervalle allant du marqueur de Wyandot au marqueur de Petrel, une étroite zone orientée vers le nord (fig. 5-45).

Les vastes études de corrélation effectuées par Hardy (communication personnelle, 1979) indiquent que le faciès

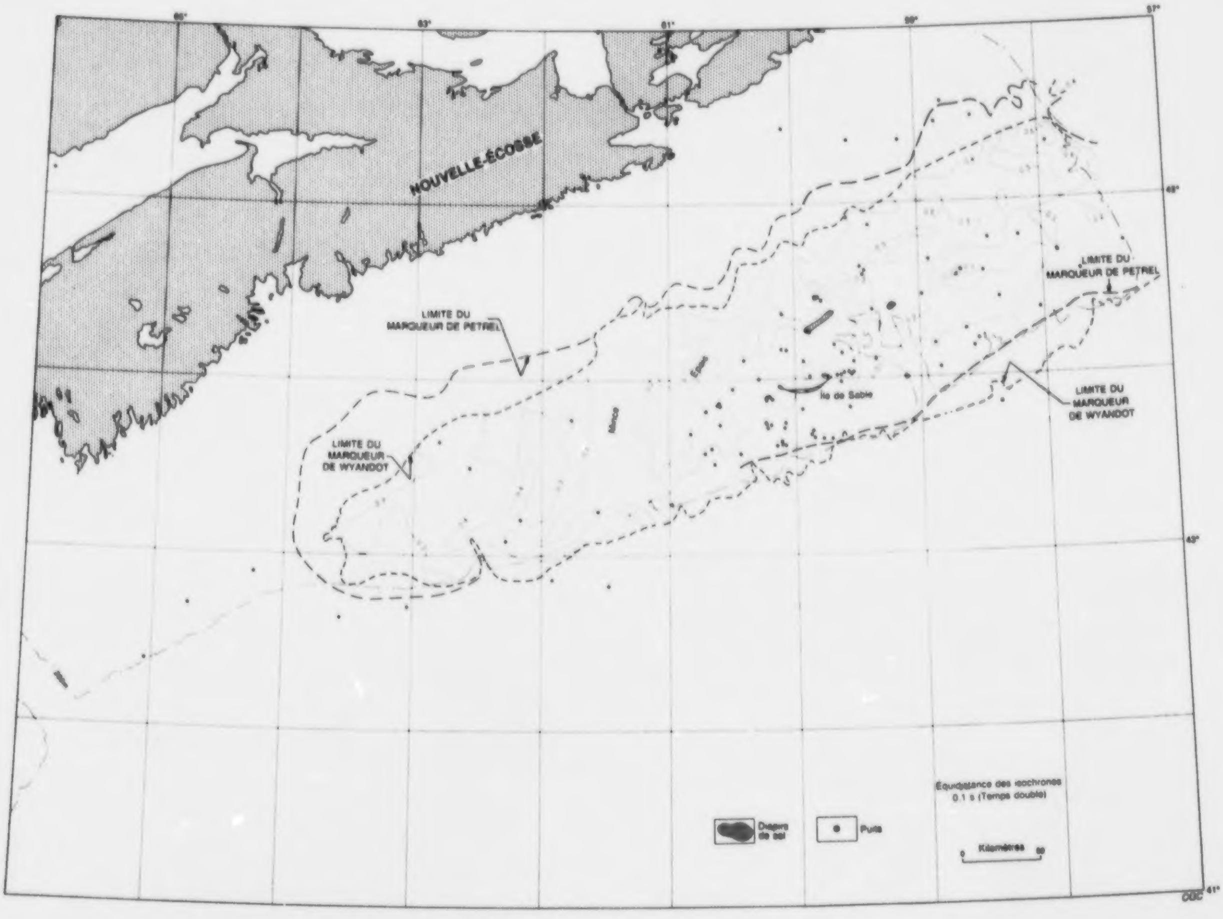


Figure 5-45. Carte isochrone, du marqueur de Wyandot au marqueur de Petrel.

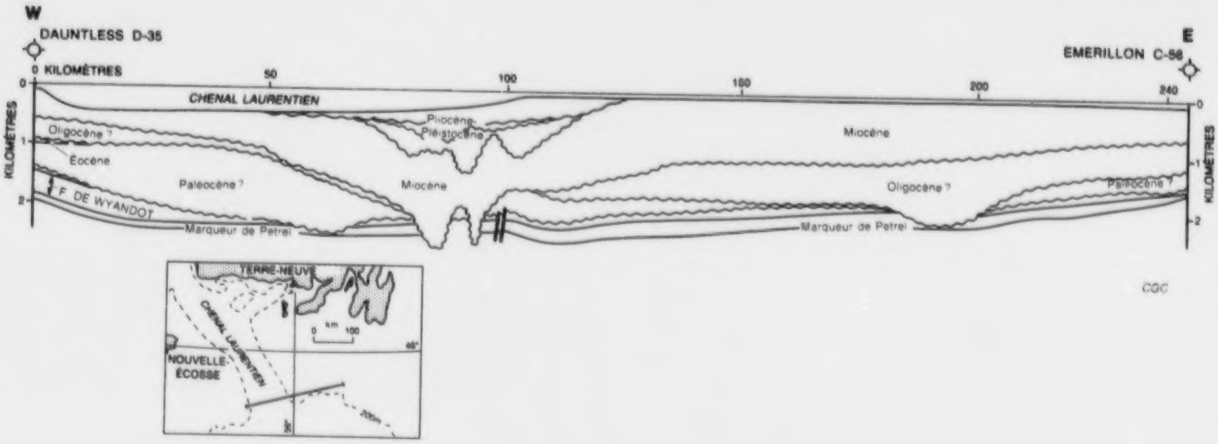


Figure 5-46. Discordances du Crétacé, du Tertiaire et du Quaternaire sous le chenal Laurentien.

crayeux dominant de la Formation de Wyandot s'étend d'un endroit situé à l'ouest du puits Naskapi N-30, sur la plate-forme de LaHave, à un endroit situé à l'est du puits Puffin B-90, dans le sous-bassin de la Baleine Sud. Plusieurs sous-unités lithostratigraphiques de la Formation de Wyandot, tant au-dessus qu'au-dessous de l'unité crayeuse dominante, ne se rencontrent que dans l'est de la plate-forme Néo-Écossaise. L'épaisseur de la formation augmente vers l'est, passant d'une moyenne d'environ 50 m sur la plate-forme de LaHave à près de 400 m au puits Dauntless D-35, les plus fortes épaisseurs ayant été mesurées à l'extrémité est de la plate-forme Néo-Écossaise. Ces variations sont dues en partie à une augmentation de l'épaisseur du faciès calcaire et à une diminution correspondante de celle du shale de la formation de Dawson Canyon. Les études de Hardy ont également permis de confirmer la subsidence plus active du sous-bassin Laurentien au cours du Crétacé tardif.

La Formation de Wyandot est recoupée, juste à l'est du puits Dauntless D-35, par une discordance majeure du Paléocène qui représente une érosion graduelle jusqu'au niveau du réflecteur de Petrel, puis remonte sous le banc de Saint-Pierre. Deux autres discordances majeures, datées de l'Oligocène et du Miocène d'après leur occurrence dans le puits Dauntless, sont également présentes dans ce secteur. Les trois discordances sont apparentées à un proto-chenal Laurentien qui fut actif au Tertiaire (fig. 5-46). Sur la majeure partie du sous-bassin de la Baleine Sud, la Formation de Wyandot semble avoir été érodée au début du Tertiaire, et la présence, juste au-dessus, d'un faciès crayeux de l'Éocène complique son identification sur les enregistrements sismiques.

Des données biostratigraphiques ont mis en évidence la présence d'un hiatus d'une durée variable au sommet de la Formation de Wyandot, dans plusieurs puits du bassin Néo-Écossais (Ascoli, 1976; Barss et al., 1979; Doeven, 1983). Certains chercheurs l'ont interprété comme une discordance régionale au sommet du Crétacé. Or, il se trouve que le sommet de la Formation de Wyandot ne coïncide pas avec la fin du Crétacé. Qui plus est, le milieu de dépôt régional est marin et, dans plusieurs puits, la stratigraphie est continue du Crétacé au Tertiaire inclusivement. L'examen des données sismiques fournit une explication possible à cette contradiction apparente. Dans certaines régions, le réflecteur de Wyandot produit une signature sismique grossière ou irrégulière, qui coïncide avec le débordement d'une couche basale (c'est-à-dire située à la base d'une séquence progradante ou d'un biseau de couches inclinées discordantes); il est donc possible que des sédiments aient été extirpés ou affouillés localement par des courants de fond et que des discordances localisées se soient développées. Cette situation pourrait également s'expliquer par la présence de séquences extrêmement condensées à l'avant du biseau de progradation, que l'échantillonnage biostratigraphique des déblais de forage n'aurait pas permis de détecter.

Les taux de sédimentation au cours du dépôt de la Formation de Wyandot furent parmi les plus faibles jamais enregistrés sur la plate-forme Néo-Écossaise. La formation a une épaisseur moyenne de 135 m et son dépôt s'est échelonné sur 15 Ma, ce qui donne un taux de sédimentation (des sédiments compactés) de 0,9 cm/ka.

Formation de Banquereau

Les sédiments crétacés et toute la succession sédimentaire tertiaire qui est sus-jacente à la Formation de Wyandot ont reçu le nom de « Formation de Banquereau » (McIver, 1972). Le stratotype de cette formation est situé entre −165 et −1 355 m (−540 et −4 445 pi) dans le puits Sable Island C-67. Lithologiquement, elle est constituée d'un faciès à prédominance de mudstone qui passe vers le haut à des grès et conglomérats. Chronologiquement, elle s'échelonne du Campanien-Maastrichtien au Pliocène. Son épaisseur varie considérablement; nulle au milieu de la plate-forme, elle dépasse 1 500 m dans certains puits du sous-bassin de Sable. La carte isochrone structurale de la Formation de Wyandot (fig. 5-44) correspond approximativement à la carte d'isochrones de la Formation de Banquereau partout sauf dans la partie la plus externe de la plate-forme, où un prisme étroit mais épais de sédiments holocènes recouvre la bordure de plate-forme actuelle.

Hardy (1975) a proposé une subdivision informelle de la Formation de Banquereau en quatre unités; il a aussi décrit en détail une série de changements de faciès latéraux et verticaux qui résultent du remplissage du

sous-bassin de Sable suivi d'une régression au Néogène. La corrélation des données stratigraphiques avec les données sismiques est difficile à réaliser et, en raison de la variabilité des unités (aspect qui sera abordé plus loin), ne présente quelque continuité que localement.

Sismiquement, cette formation a ceci de commun avec les formations sous-jacentes qu'elle comporte des événements généralement continus qui sont progradants vers le large. Par contre, elle en diffère à certains égards. L'orientation des événements sismiques met en évidence des chenaux d'érosion et leurs séquences de remblai ainsi que des discordances à la bordure de la plate-forme. L'interprétation des données recueillies à la bordure de plate-forme actuelle se complique du fait que les réflexions multiples produites par le fond marin incliné recoupent les réflexions primaires et peuvent passer pour des discordances.

Plusieurs discordances subaquatiques majeures, probablement associées à des variations du niveau marin, se sont développées sur la plate-forme externe et la partie supérieure du talus durant le dépôt de la Formation de Banquereau (fig. 5-21, 5-46). Sur la plate-forme de LaHave externe et dans le sous-bassin de Sable, six discordances majeures ont été observées dans des puits ou relevées sur les profils sismiques : à l'intérieur du Miocène supérieur ?, où s'observent de multiples chenaux; entre l'Oligocène et des lits appartenant probablement au Miocène; entre l'Éocène et la partie inférieure de l'Oligocène supérieur, où s'observe également un ravinement majeur; à l'intérieur de l'Éocène; entre le Paléocène et l'Éocène; et entre le Campanien-Maastrichtien et des strates du Paléocène-Éocène. La dernière discordance se présente sur une hauteur de grande étendue sur laquelle des lits du Tertiaire inférieur forment un biseau d'aggradation. Au sommet de cette hauteur, des sédiments aussi récents que l'Oligocène moyen à tardif peuvent recouvrir des lits qui remontent jusqu'au Campanien.

Quaternaire

King (1970) a subdivisé la stratigraphie quaternaire de la région d'Halifax et de l'île de Sable en cinq formations commençant par du till et passant vers le haut à des unités de silt, de sable, d'argile et de sable et gravier. Jansa et Wade (1975a) ont désigné sous le nom de « Formation Laurentian » le biseau épais de sédiments du Pliocène supérieur ? et du Quaternaire qui est présent le long de la bordure de la plate-forme externe et du haut du talus. La stratigraphie du Quaternaire est décrite au chapitre 10.

ÉQUIVALENTS DISTAUX DES FORMATIONS DE LA PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE

Malgré l'abondance des données sismiques et données de puits recueillies sur la plate-forme Néo-Écossaise, certains aspects de la stratigraphie régionale demeurent méconnus. Il en est ainsi, par exemple, de la corrélation entre les faciès proximaux et distaux des formations du bassin Néo-Écossais. Cette lacune s'explique en partie par le manque de données provenant de puits au large de la province diapirique du talus, et en partie par la difficulté de rattacher les réflexions sismiques de la plate-forme à celles du bassin, ces deux entités étant séparées, au niveau du talus, par une zone de réflexions multiples à forte inclinaison, avec des discordances profondes du Tertiaire, des failles anciennes et nombreuses structures diapiriques qui sèment le chaos dans les sédiments qu'elles traversent. Ce diapirisme est en grande partie postérieur à la sédimentation. N'eût été de ces diapirs, les marqueurs sismiques régionaux traverseraient probablement le talus sans interruption.

Plusieurs réflecteurs sismiques régionaux de la plate-forme Néo-Écossaise sont le résultat d'un épisode de sédimentation carbonatée; c'est le cas, par exemple, de la craie de l'Éocène, de la Formation de Wyandot, du Membre de Petrel, du marqueur « O », du sommet approximatif du Jurassique et du Membre de Scatarie. Les âges de ces unités sont bien connus. Des changements de lithologie, suffisamment marqués pour produire des réflecteurs sismiques régionaux dans un milieu de plate-forme continentale, devraient pouvoir se discerner également dans des séquences océaniques du même âge, du moins là où elles sont constituées de sédiments hémipélagiques. Dans le domaine distal, plusieurs réflexions régionales ont été rattachées à des lits calcaires dans des puits forés dans le cadre du Deep Sea Drilling Project (projet de forage en eau profonde). Ces lits ont été corrélés avec des unités de la région du glacis Néo-Écossais. À l'aide des données sismiques et données de puits de la plate-forme et des milieux marins profonds, une assez bonne corrélation a été établie entre les marqueurs de la plate-forme et ceux du domaine océanique (Wade, 1978; Ewing, 1984; Swift, 1985). Ces corrélations sont résumées au tableau 5-2.

Le plus profond des marqueurs océaniques est la série irrégulière de réflexions hyperboliques qui marque le sommet de la couche 2 (fig. 5-17, 5-19). Si cette couche représente le sommet de la croûte océanique, sa bordure côté terre devrait être contemporaine de la discordance de rupture et, par conséquent, du même âge que les basaltes de Glooscap et de North Mountain. À certains endroits de la plate-forme Néo-Écossaise, la discordance de rupture se situe au sommet d'une séquence de plusieurs kilomètres de strates sédimentaires. Les réflexions de la couche 2, diffractées comme elles sont, obscurcissent les réflexions sous-jacentes; toutefois, à la bordure qui limite la couche 2 côté terre dans le bassin Néo-Écossais, qui correspond approxi-

Tableau 5-2. Corrélations des marqueurs de la plate-forme continentale avec les marqueurs océaniques, d'après les données sismiques et les données de puits.

Milieu de plate-forme continentale	Milieu marin profond
Éocène-Oligocène (discordance ?)	Horizon A^{u} (Oligocène)
Formation de Wyandot	Horizon A* (Maastrichtien) (Membre de Crescent Peaks-Formation de Plantagenet)
Marqueur « O »	Horizon ß (Barrémien) (sommet F. de Blake-Bahama)
Sommet du Jurassique	J_1 (Tithonique)
Membre de Scatarie	J_2 (Callovien-Oxfordien précoce)
Basalte de North Mountain	Couche 2 (sommet basaltes océaniques)

mativement à l'isobathe de 4 000 m, des horizons sédimentaires comprenant du sel se trouvent, selon des observations ou des inférences faites à partir des profondeurs relatives, bien en deçà du niveau de la couche 2 (fig. 5-19). L'étendue de ces sédiments et de la croûte qui les sépare de la couche 2 ne peut être déterminée à partir des données sismiques existantes. La limite septentrionale de la couche 2 et la zone de transition correspondante entre la croûte océanique et la croûte continentale, telles que les représentent les profils de sismique-réflexion, se trouvent loin au large de la limite océan-continent indiquée sur la carte 1710A (en pochette) et de l'anomalie magnétique de la côte Est.

Le premier réflecteur sédimentaire régional au-dessus de la couche 2 a été provisoirement corrélé avec J_2, réflecteur qui se trouve à l'intérieur du Jurassique sur le talus continental du banc de Georges (Klitgord et al., 1982; Shor et Uchupi, 1983). Comme il a été dit dans la première partie de ce chapitre, le réflecteur J_2 peut être raccordé à un événement enregistré dans le bassin du banc de Georges et datant de l'Oxfordien précoce-Callovien. Cette réflexion a été corrélée avec une réflexion régionale majeure du même âge que produit, sur la marge Néo-Écossaise, le calcaire du Membre de Scatarie de la Formation d'Abenaki. Le réflecteur J_2 a sa plus riche expression au large de la plate-forme de LaHave, au sud de la charnière, là où le Membre de Scatarie peut être reconnu (fig. 5-29). Au sud du sous-bassin de Sable, son signal s'affaiblit en raison de la distance qui le sépare de la bordure du réflecteur de Scatarie, et il devient discontinu à cause des irrégularités de la surface de la couche 2.

Les sédiments sous-jacents à J_2, dans la partie distale du bassin Néo-Écossais, comblent les dépressions de la surface très irrégulière de la couche 2 (fig. 5-25). Juste au-delà de la province diapirique du talus, cette unité sédimentaire a environ 2 000 m d'épaisseur, mais elle s'amincit jusqu'à disparaître sur les hauteurs de la couche 2.

Le deuxième réflecteur sédimentaire régional qui se trouve dans les couches profondes du bassin Néo-Écossais est corrélé avec le réflecteur J_1, lequel a été daté du Tithonique. Le contrôle stratigraphique du réflecteur J_1 provient du site 105 du DSDP, au large de la Caroline du Nord, où la réflexion représente le sommet d'une séquence de calcaire argileux brun rougeâtre et d'argilite calcaire, qui constitue la Formation de Cat Gap (Jansa et al., 1979). Dans le bassin Néo-Écossais, le réflecteur J_1, comme d'ailleurs J_2, atteint son maximum d'intensité au large de la plate-forme de LaHave. Il s'affaiblit en passant par la projection du delta de l'île de Sable et forme un biseau d'aggradation sur ce qui pourrait être du socle continental sous le cône Laurentien. Il est réputé du même âge que le vaste réflecteur de la plate-forme Néo-Écossaise qui marque l'épisode de transgression maximal à proximité du sommet du Jurassique et qui est daté du Tithonique (fig. 5-28). La corrélation de J_1 avec le marqueur tithonique de la plate-forme continentale est d'autant plus aisée que le dépôt de roches carbonatées était un processus extrêmement répandu à cette époque.

Un troisième marqueur océanique régional est corrélé avec l'horizon *ß*, qui est daté du Barrémien. Rencontré par un certain nombre de puits du DSDP de l'ouest de l'Atlantique, il se raccorde systématiquement au sommet de la Formation de Blake-Bahama (Jansa et al., 1979), constituée d'une séquence interstratifiée de calcaire, de calcaire marneux, de calcaire sableux et d'argilite calcaire. Au sud de la plate-forme Néo-Écossaise, ce réflecteur est plus faible que J_1, suggérant un contraste lithologique moins marqué, mais semble toujours représenter une augmentation de la teneur en calcaire. Là encore, une excellente corrélation peut être établie entre l'horizon et le remarquable marqueur « O » de la plate-forme Néo-Écossaise, qui est un calcaire du Hauterivien-Barrémien (fig. 5-37).

L'intervalle séparant l'horizon *ß* du réflecteur J_1 (fig. 5-38) correspond à la partie inférieure de la séquence deltaïque majeure de la région de l'île de Sable et est probablement constitué de sédiments clastiques à grain fin avec beaucoup moins de roches carbonatées que n'en contient la formation contemporaine de Blake-Bahama. Un profil sismique exécuté dans la direction des couches géologiques, dans la partie supérieure du glacis, au large du delta, montre une augmentation marquée de l'épaisseur de cet intervalle, qui passe de moins de 1 000 m à plus de 3 000 m, ce qui donne une idée des énormes volumes de matériaux terrigènes qui ont été transportés en milieu bathyal en passant par le prodelta.

Tel que mentionné précédemment, la distribution des faciès de plaine alluviale, de plaine deltaïque et de front deltaïque de la Formation de Logan Canyon indique une lente transgression régionale. Vers le large, ces faciès s'interdigitent avec le Shale de Shortland. Vient ensuite une période de transgression plus rapide, qui est représentée par la Formation de Dawson Canyon et qui culmine avec la Formation de Wyandot.

Deux réflexions sismiques régionales du Crétacé supérieur, l'une du Membre de Petrel et l'autre de la Formation de Wyandot, sont présentes sur la plate-forme continentale. En se rapprochant de l'accore les deux tendent à converger l'une vers l'autre; à bien des endroits, la Formation de Wyandot tronque le Membre de Petrel et se prolonge intacte dans le domaine des diapirs du talus. Ailleurs, les deux réflecteurs sont tronqués par une discordance majeure de l'Éocène.

Dans le bassin de l'Atlantique Nord, l'horizon *ß* est surmonté d'une séquence très répandue d'argile carbonée noire, à savoir la Formation de Hatteras. Cette formation est elle-même recouverte de la Formation de Plantagenet, mince unité d'argile bariolée, riche en zéolites et autres minéraux (Jansa et al., 1979). Un réflecteur océanique proéminent, l'horizon A*, est associé au Membre de Crescent Peaks, dont la lithologie varie du calcaire marneux à la vase calcaire et qui est situé à proximité du sommet des argiles bariolées. Ce réflecteur date probablement du Maastrichtien (Jansa et al., 1979), auquel cas il est corrélatif de la partie la plus élevée de la Formation de Wyandot (fig. 5-44). À l'ouest de 62°W, l'horizon A* produit une réflexion modérément puissante. À l'est, on peut le suivre, non sans quelque difficulté, jusque dans le sous-bassin de la Baleine Sud. L'intervalle compris entre les horizons *ß* et A*, qui correspond approximativement à l'intervalle du marqueur « O » au marqueur de Wyandot, s'épaissit graduellement, passant d'environ 600 m au large de la plate-forme de LaHave jusqu'à 1 400 m sous le cône Laurentien. Il s'amincit au nord-est du cône, puis son épaisseur augmente rapidement, jusqu'à dépasser 1 500 m dans le sous-bassin de la Baleine Sud. Au sud de l'île de Sable, l'horizon A* semble associé à une discordance liée à un affouillement post-sédimentaire suivie du dépôt d'épaisses lentilles de sédiments plus récents.

Un des réflecteurs océaniques les plus puissants et les plus répandus est l'horizon A", qui est produit par une discordance oligocène (Tucholke et Mountain, 1979). Dans le bassin Néo-Écossais, une réflexion bien marquée produite par une discordance éocène-oligocène a été corrélée avec cet horizon.

Tout le long de la marge Néo-Écossaise, l'intervalle de A* à A" a généralement entre 150 et 300 m d'épaisseur. Au sud de l'île de Sable, cependant, il forme une lentille de sédiments dont l'épaisseur atteint 1 200 m et que son orientation et son épaisseur font interpréter comme un cône de turbidites déposées à l'embouchure d'un canyon sous-marin. Comme il a été mentionné précédemment, cette lentille s'est développée en partie aux dépens de l'unité sous-jacente, qui semble avoir été soumise à une certaine érosion. L'unité sus-jacente à l'horizon A_u s'amincit en traversant la lentille.

Le puits Shubenacadie H-100, sur le talus supérieur au large de la plate-forme de LaHave, a été foré pour tester un cône turbiditique similaire dont l'âge se situe entre le Maastrichtien et le Paléocène (Shell, 1983). La figure 5-47 est une coupe sismique parallèle à l'inclinaison des couches du voisinage de ce puits, qui illustre la stratigraphie du Crétacé supérieur et du Quaternaire. Il ne semble pas y avoir de sédiments oligocènes dans ce puits, mais on en a relevé dans le puits Oneida O-25, 48 km plus au nord (Ascoli, 1976; Barss et al., 1979); ils sont présumés se trouver sur les flancs du cône.

D'autres réflecteurs sont présents dans les tronçons moyen et supérieur du talus continental, de la province diapirique du talus à la terre ferme; ils séparent des biseaux sédimentaires du Tertiaire supérieur et du Pléistocène. Plusieurs discordances d'eau profonde se rencontrent dans cette partie de l'intervalle; les plus marquées s'échelonnent approximativement du milieu du Paléocène à l'Éocène précoce; de l'Éocène tardif ou moyen à l'Oligocène précoce; de l'Oligocène tardif au Miocène précoce; du Miocène moyen au Miocène tardif; du Miocène tardif au Pliocène possiblement; et du Pliocène au Pléistocène probablement.

STRUCTURE

La discussion suivante est divisée en deux parties; la première traite des structures formées par le sel, l'autre des failles synsédimentaires et normales qui affectent la séquence sédimentaire. Il ne faudra jamais perdre de vue que ces deux types de structure ont souvent des origines interreliées, parce que, dans bien des cas, les mouvements du sel sont souvent une des causes fondamentales de la formation des failles normales et des failles synsédimentaires.

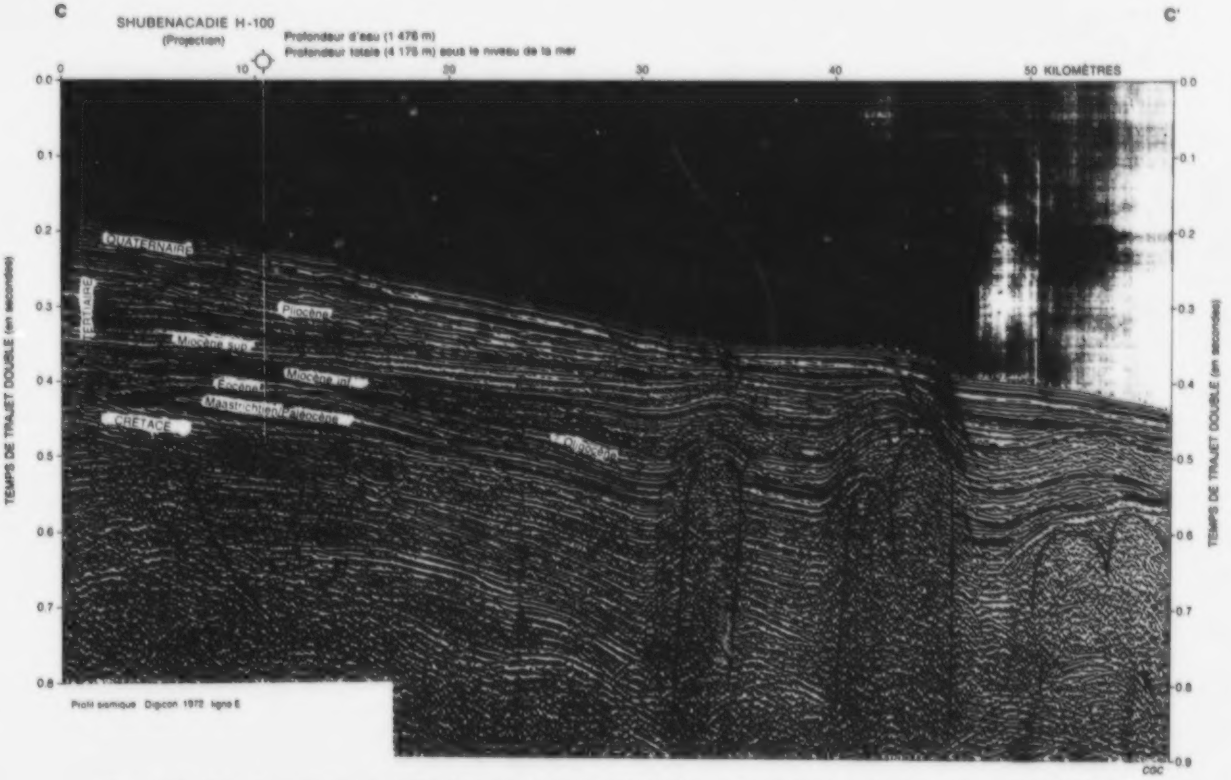


Figure 5-47. Coupe sismique C-C' à travers le talus Néo-Écossais, près du puits Shubenacadie H-100, montrant la subdivision du Tertiaire. La position de la coupe est indiquée à la figure 5-18, en pochette.

Structures salifères

Les diapirs et coussins de sel sont nombreux à l'intérieur des sous-bassins du bassin Néo-Écossais (fig. 5-23). Plusieurs ont fait l'objet de forages pétroliers et gaziers. Dans la plupart des cas, ce sont des structures halocinétiques avec un noyau de sel de la Formation d'Argo, mais on rencontre parfois des structures lutocinétiques, parfois des combinaisons des deux. En raison de leur similitude de style, ces types de structures seront décrits ensemble.

Dans la région de la plate-forme Néo-Écossaise, on distingue quatre types de structures diapiriques.

Type 1

Dans le sud-ouest du sous-bassin d'Abenaki, trois diapirs de sel (fig. 5-28), dont les immenses structures Abenaki et Iroquois, ont leur base à environ 6 km de profondeur et leur sommet à proximité du fond marin. La structure Abenaki est allongée, mesurant jusqu'à 35 km de long et 6 km de large, le plus grand axe orienté vers le sud-ouest. À partir du diapir Abenaki, une crête de sel s'allonge vers le sud-ouest jusqu'aux puits Penobscot B-41 et L-30. La deuxième structure, le diapir Iroquois, a jusqu'à 24 km de long et 14 km de large. La troisième, un diapir sans nom, de forme grossièrement circulaire, est beaucoup plus petit avec un diamètre de 4 km. Il se trouve au centre de la crête de sel de Missisauga qui s'étend vers le nord-est sur 80 km (fig. 5-18, en pochette et 5-29). Ensemble, ces trois structures représentent un énorme volume de sel.

Au nord et à l'ouest, ce groupe de diapirs est flanqué de grands synclinaux de retrait qui apparaissent sur toutes les cartes isochrones structurales. Le mouvement du sel semble s'être opéré en deux phases distinctes. Vers le Jurassique moyen, un mouvement de sel à grande échelle s'est produit au large du flanc de la dorsale Canso, laissant des vides qui ont été comblés à la même époque par des roches clastiques des formations de Mohican et de Mic Mac. De ce retrait de sel a résulté la formation de structures secondaires, comme le graben arqué qui court parallèlement à la charnière et qui apparaît sur la carte du sommet du Jurassique (fig. 5-28). Cette première phase était, à toutes fins utiles, terminée à la fin du Jurassique.

Un second épisode de mouvement de sel associé à ces diapirs s'est déroulé au cours du Tertiaire, au nord de la structure Abenaki et à l'ouest de la structure Iroquois, entraînant la formation d'un grand synclinal de retrait de forme presque circulaire, qui a été comblé de sédiments probablement néogènes. À cette époque-là, les stocks de sel accumulés dans les trois gros diapirs pourraient avoir atteint le fond marin et été soumis à une longue période de croissance et de dissolution simultanées, jusqu'à ce que des sédiments du Pléistocène ne viennent les recouvrir.

Dans le centre du sous-bassin d'Abenaki, dans la région des puits Chippewa G-67 et L-75 et Huron P-96, les diapirs ont de plus faibles dimensions et semblent se détacher en grappes d'une grosse masse de sel située en profondeur. Le socle est plus profond dans la région de Huron-Chippewa que dans la région d'Iroquois, en raison de l'inclinaison du sous-bassin vers l'est. Ces petits diapirs semblent eux aussi avoir passé par un stade de développement au Jurassique moyen et un stade de croissance au Tertiaire tardif; cependant, l'absence de synclinal bordier de taille significative indique que le retrait du sel fut moins localisé que dans le cas des gros diapirs durant le Néogène.

Type 2

Dans les sous-bassins de Sable et de la Baleine Sud, les diapirs sont beaucoup plus petits en coupe et en volume que ceux d'Abenaki et d'Iroquois; cependant, certaines structures, notamment celles révélées par les puits Primrose, Gull, Tors Cove et Shearwater, montent beaucoup plus haut dans la séquence. Au puits Primrose, le sel s'est élevé de 16 km; il pourrait s'être détaché d'une formation salifère régionale, comme le suggère la présence d'un petit synclinal bordier.

Des centaines de structures diapiriques sont présentes dans la province diapirique du talus, dans le bassin Néo-Écossais. Comme il a été mentionné précédemment, cette région a d'abord été appelée « Province des crêtes sédimentaires » par Jansa et Wade (1975b). Au moyen d'un quadrillage sismique à faible densité, ces auteurs ont interprété des diapirs linéaires et parallèles à l'axe du bassin comme s'étant formés durant le mouvement vers le large du sel et du biseau sédimentaire sus-jacent. Les diapirs sont maintenant considérés comme des structures circulaires (fig. 5-17 et 5-19). Ils varient de taille et de forme, et leur noyau est parfois une combinaison de sel et de shale. Leur base se trouve à de très grandes profondeurs. Certains sont encore en croissance, atteignant presque le fond marin, qu'ils soulèvent très légèrement, mais perceptiblement. La concentration du sel et des shales mobiles est encore attribuée à l'écoulement en masse vers le large du sel à partir des principales zones de dépôt maximal du bassin, au biseau sédimentaire de bordure de plate-forme et au développement de vastes systèmes de failles listriques (fig. 5-19).

Type 3

Une troisième zone de diapirs et de coussins de sel a été reconnue dans le sous-bassin de Sable, au large du front d'Abenaki et au sud-ouest de l'île de Sable. Elle renferme des structures complexes en coussins et liées à des failles, dont certaines ont été traversées par les puits Glenelg J-48, Alma F-67 et Chebucto K-90, ainsi que des structures diapiriques et de failles qui ont été traversées par les puits Onondaga E-84 et Wenonah J-75. Ces structures sont interprétées comme faisant partie d'un vaste système structural qui s'est développé parallèlement ou subparallèlement au front carbonaté d'Abenaki. Leur formation résulte d'une interaction entre subsidence du socle, tectonique salifère et formation de failles plongeant vers le bassin. Par leur style, toutefois, elles diffèrent des structures salifères décrites antérieurement, probablement à cause de différences dans la nature de la Formation d'Argo et la topographie du socle. Le petit nombre des diapirs sur le flanc nord du sous-bassin de Sable pourrait indiquer un fluage de sel vers la province diapirique du talus, mais il pourrait également signifier que le sel était suffisamment abondant pour favoriser la formation de failles normales à grande échelle, mais trop peu pour produire des diapirs.

Une série de failles listriques majeures sont présentes à l'est du front carbonaté d'Abenaki (fig. 5-28, 5-37). Elles semblent s'être développées en même temps que des failles du socle sous-jacent dont le rejet vertical, considérable, a produit au sud un graben épais qui a été ultérieurement comblé de sel. Les failles listriques sont présumées entrer en coalescence en profondeur, possiblement au sommet du sel ou à proximité, et on peut suivre le plan de chevauchement inférieur sur une certaine distance vers le large.

Un peu à l'est, des failles semblables se sont développées en même temps que la formation de coussins de sel linéaires, de sorte que les strates du Crétacé inférieur forment un biseau d'aggradation sur le flanc nord des structures en développement. Dans cette zone, le plan de chevauchement inférieur suit manifestement le faciès du sel. Encore plus à l'est, au puits Wenonah J-75, des diapirs de sel se sont apparemment formés à partir d'une « crête de coussins ». Les figures 5-26 et 5-27, de même que la figure 5-52, en pochette, illustrent divers aspects de ces styles structuraux.

Les puits Onondoga ont révélé la présence d'une structure de sel plutôt inhabituelle. Le sel est clairement diapirique, car il se trouve à l'intérieur des sédiments hauteriviens de la Formation de Missisauga (P. Ascoli, communication personnelle, 1986). Au début, on croyait avoir affaire à une structure perçante de niveau intermédiaire, semblable à la structure West Sable (Smith, 1975). Or, les données sismiques actuellement disponibles montrent clairement que le sel est associé à un plan de faille et qu'il repose sur une forte épaisseur de sédiments que l'on croit dater du Jurassique moyen et tardif, ou de temps plus anciens. Les interprétations actuelles présument que le sel, après avoir migré le long d'une zone de failles, a formé un diapir ou un coussin dans des roches beaucoup plus récentes, et qu'il se trouve complètement détaché de la Formation d'Argo d'étendue régionale. Des structures salifères d'origine comparable ont été reconnues dans le sud de la mer du Nord (Jenyon, 1985). Une autre possibilité est que le sel d'Onondaga faisait partie d'un diapir normal qui, au Crétacé précoce, a été tranché par une faille listrique majeure et dont il ne reste plus aujourd'hui que le sommet à l'intérieur du complexe structural.

Type 4

Dans le sous-bassin d'Abenaki, des coussins de sel sont discernables sur les profils sismiques; leur présence est présumée en profondeur, où ils sont souvent associés à des failles synsédimentaires. En raison de leur grande profondeur, on n'en connaît pas les véritables caractéristiques structurales,et quelques-uns d'entre eux pourraient, en fait, présenter des relations de nature diapirique avec les couches profondes. Au sud d'une ligne reliant les puits Abenaki aux puits Chippewa, les structures diapiriques sont orientées dans la direction de la crête de Missisauga, qui est une crête constituée de coussins de sel présentant une orientation nord-est. Celle-ci pourrait marquer le flanc sud du sous-bassin d'Abenaki et le flanc nord de la hauteur de Sable Nord (fig. 5-18, en pochette et 5-19). Sa formation pourrait être la conséquence d'un basculement du socle et de la pression de la charge sédimentaire sur le flanc nord du sous-bassin d'Abenaki.

Des masses de sel volumineuses sont également présentes dans le graben Orpheus (fig. 5-17). Les diapirs et coussins de sel sont situés à moins de 1 km au-dessous du niveau de la mer, et certains ont plus de 5 km d'épaisseur. Le volume de sel, considérable par rapport aux sédiments déposés ultérieurement dans ce bassin, nous donne immédiatement une idée de l'épaisseur initiale du sel et, de plus, nous permet de supposer l'existence de dépôts salins également épais dans les grabens axiaux du système de rifts au large de la plate-forme continentale actuelle.

Failles

Les cartes isochrones structurales des figures 5-28, 5-29, 5-37, 5-43 et 5-44 laissent voir deux zones de failles majeures à l'est du 61[e] degré de longitude Ouest. Toutes deux orientées vers l'est-nord-est, elles sont séparées par une zone peu déformée d'environ 50 km de large. Vers l'ouest, ces systèmes de failles convergent en un seul, avec le basculement vers le sud de la charnière du socle. Les failles du nord, situées juste au sud de la charnière, marquent la bordure nord du sous-bassin d'Abenaki (fig. 5-18 et 5-30). Ces failles, dont les plans de chevauchement inférieurs se trouvent à une profondeur d'environ 10 km, au sommet du sel, montrent un mouvement relativement continu du milieu du Jurassique au Tertiaire.

Parmi les failles du sud, certaines failles listriques ont été actives moins longtemps que les autres et ont affecté des sédiments successivement plus jeunes dans la direction du large (fig. 5-19). Néanmoins, si l'on considère l'ensemble des failles du sud, l'intervalle d'âges affecté est comparable à celui des failles du nord. L'étendue et l'intensité du développement des failles listriques sont difficiles à déduire des données sismiques, la couverture sismique étant somme toute assez limitée. Avec des espacements de 8 km ou plus entre les lignes sismiques, la justesse de la corrélation des failles demeure douteuse, étant donné que la direction apparente et l'importance du déplacement varient suivant la position des données sismiques à l'intérieur de l'écaille tectonique.

La profondeur du plan de chevauchement inférieur des principaux systèmes de failles listriques de l'ouest du sous-bassin de Sable, au sud du front carbonaté, diminue progressivement en direction du large (fig. 5-27; fig. 5-52, en pochette). Le plus profond de ces systèmes, d'un point de vue stratigraphique, s'est formé au front carbonaté d'Abenaki ou à proximité; la profondeur du plan de chevauchement inférieur se situe généralement entre 12 et 14 km. Le deuxième, situé environ 10 à 15 km plus au sud, a son plan de chevauchement inférieur entre 10 et 12 km, et le troisième, au sud de la bordure de la plate-forme continentale, entre 8 et 10 km. Le rapport entre ces failles et la province diapirique du talus est mal connu; on pense que ces différents niveaux de failles pourraient correspondre à des épisodes majeurs d'un mouvement de sel qui s'est opéré en s'éloignant de la charnière, ou à des périodes de croissance dans la province diapirique du talus. Les mouvements les plus importants dateraient approximativement du Jurassique tardif, du Crétacé précoce et du Crétacé tardif.

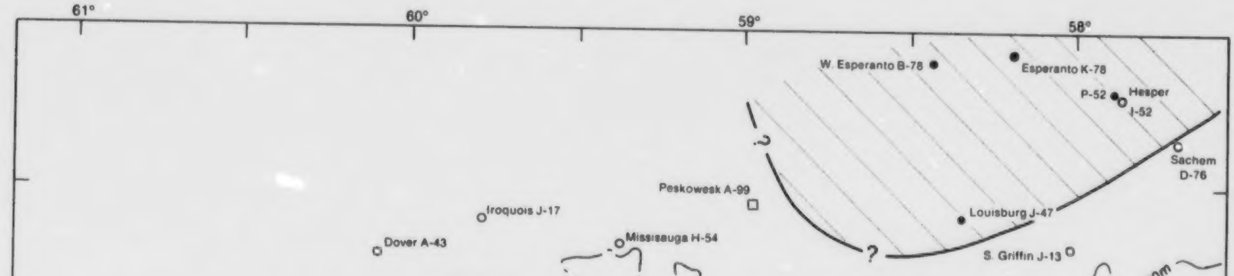
La corrélation sismique de certains réflecteurs de part et d'autre de grandes failles listriques telles que celles associées aux structures Glenelg et Alma, bien qu'entachée d'incertitude, indique des taux de croissance considérables. Par exemple, le long de la principale faille limitant la structure Glenelg, les lits du Crétacé inférieur sont déplacés à des profondeurs supérieures à 9 km, soit une profondeur dépassant de 4 km celle de leur occurrence dans le puits Glenelg J-48 (fig. 5-27). L'état de maturation plus élevé qui en résulte dans les shales marins du Crétacé inférieur est parfois poussé jusqu'à un niveau de maturation avancée. En même temps, il est possible que la formation d'hydrocarbures soit favorisée sur le flanc nord de la structure, du fait que des couches marines d'étendue régionale, marginalement matures, sont entraînées vers le bas dans la zone de production maximale.

À l'est de l'île de Sable, près de la structure Primrose, et au sud, le plus profond des plans de chevauchement inférieur cartographiables a un temps de réflexion sismique supérieur à 8 secondes; dans ce cas, la profondeur du sommet du sel d'Argo pourrait dépasser 16 km et même atteindre 20 km. De façon générale, les failles de cette région sont des failles listriques profondes et relativement rapprochées, qui montent à peu près jusqu'au niveau de la Formation de Wyandot (fig. 5-30). La densité et la somme des rejets des failles donnent une idée de la distension considérable qu'a dû connaître la région de la plate-forme externe (fig. 5-28, 5-37, 5-43, 5-44).

SURPRESSIONS

Des conditions de surpression existent lorsque les fluides des formations subsuperficielles sont à une pression supérieure à la pression hydrostatique normale. La pression hydrostatique (environ 10,5 kPa/m) est définie comme la pression exercée par une colonne d'eau à l'air libre contenant 80 000 ppm de solides dissous. Il y a dans le monde plusieurs bassins sédimentaires qui sont en état de surpression. Les causes les plus fréquemment citées pour expliquer la mise en surpression d'une formation géologique sont la compaction en déséquilibre, la diagenèse des argiles, les pressions aquathermiques, l'osmose, le diastrophisme et la production d'hydrocarbures (Fertl, 1976; Gretener, 1981).

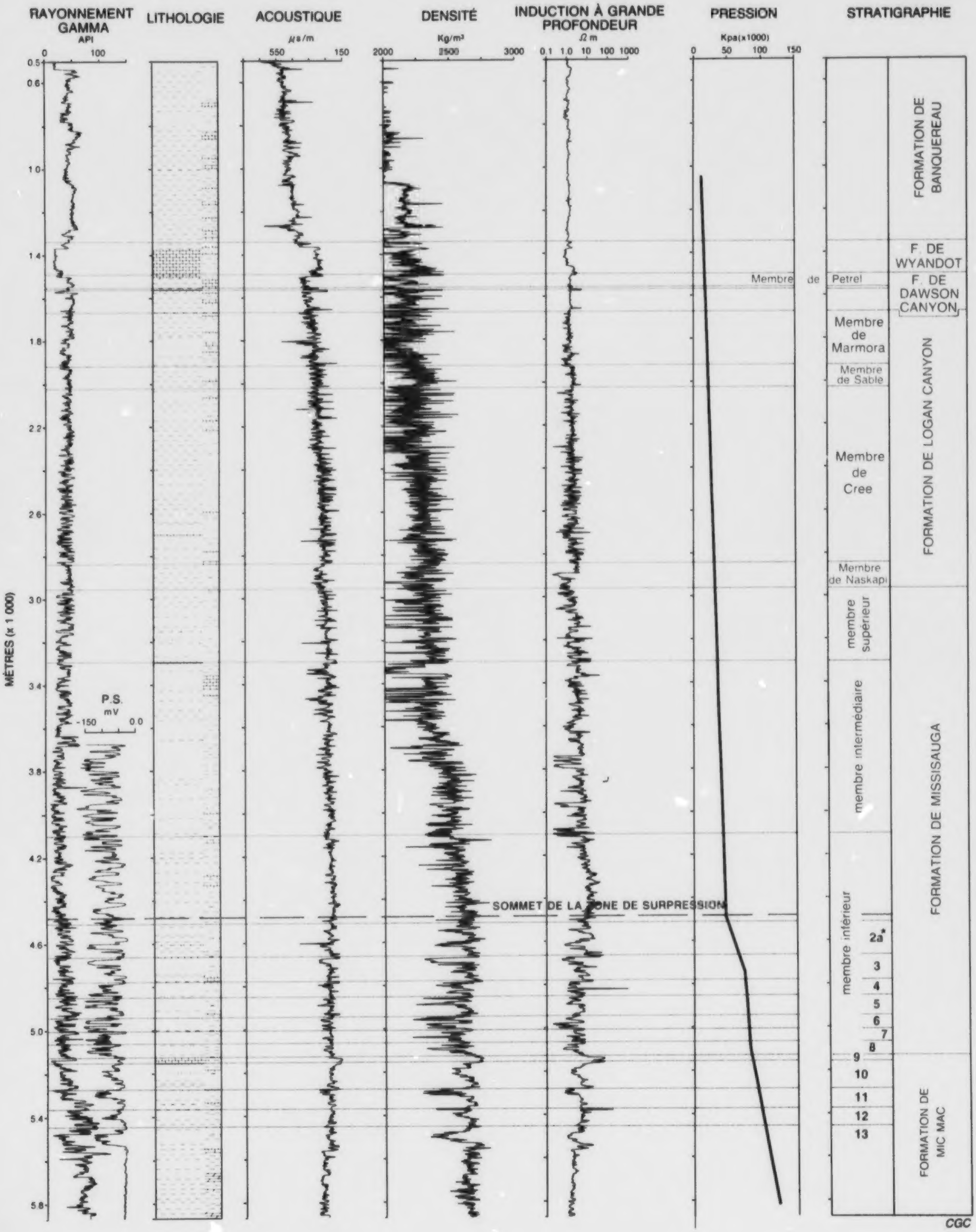
Des pressions de formation anormalement élevées ont été observées en profondeur dans la région de l'île de Sable et dans certaines parties du sous-bassin d'Abenaki. La zone de surpression de l'île de Sable a été détectée dès le forage des premiers puits; bien que souvent accompagnée d'un indice de gaz, elle était alors considérée comme la limite de la partie exploitable du gisement, car on croyait à l'époque que des conditions de surpression dénotaient l'absence de réservoir. En 1979, la Mobil et ses partenaires ont exécuté des forages dans la zone de surpression, pour évaluer des réflecteurs sismiques dans une profonde structure de rebroussement (rollover) au puits Venture D-23. Ils ont alors découvert une épaisse série de réservoirs de grès datant de la toute fin du Jurassique dans le membre inférieur de la Formation de Missisauga, dans lesquels réservoirs le gaz et le condensat étaient à une pression de



CGC

Figure 5-48. Répartition des occurrences de surpression dans la plate-forme Néo-Écossaise.

VENTURE B-43


RAYONNEMENT GAMMA
API
LITHOLOGIE
ACOUSTIQUE
μs/m
DENSITÉ
Kg/m³
INDUCTION À GRANDE PROFONDEUR
Ω m
PRESSION
Kpa(x1000)
STRATIGRAPHIE
MÈTRES (x 1 000)
P.S.
mV
SOMMET DE LA ZONE DE SURPRESSION
FORMATION DE BANQUEREAU
F. DE WYANDOT
Membre de Petrel
F. DE DAWSON CANYON
Membre de Marmora
Membre de Sable
Membre de Cree
Membre de Naskapi
FORMATION DE LOGAN CANYON
membre supérieur
membre intermédiaire
membre inférieur
FORMATION DE MISSISAUGA
FORMATION DE MIC MAC
CGC

formation presque deux fois supérieure à la pression hydrostatique. Par la suite, des forages profonds ont permis de découvrir du gaz en surpression dans six autres structures, et d'établir que la zone de surpression s'étendait sur au moins 10 000 km^2 autour de l'île de Sable. Cependant, grâce aux découvertes faites depuis dans les puits West Esperanto, Hesper et Louisbourg, on sait maintenant qu'un autre système de surpression existe dans le sous-bassin d'Abenaki (fig. 5-48), sans toutefois pouvoir dire si les deux systèmes sont reliés. Dans la région de l'île de Sable, le système de surpression a plus de 1 500 m d'épaisseur, et sa base n'a pas encore été atteinte.

La cause du phénomène de surpression observé dans la plate-forme Néo-Écossaise est imparfaitement comprise. Dans le golfe du Mexique, comme dans bien d'autres bassins du monde, la surpression est un phénomène courant qui résulte d'une compaction incomplète de sédiments qui se déposent rapidement, d'une expansion thermique de fluides, de la diagenèse des minéraux argileux et d'autres causes. Dans la région de la côte du golfe du Mexique, la surpression s'accompagne de phénomènes physiques et chimiques, comme une diminution de la résistivité, de la densité et de la vitesse des shales, un accroissement de la porosité des shales et une réduction de la salinité de l'eau de formation. De plus, une caractéristique inhérente du type de surpression qui se forme sur la côte du golfe du Mexique est la rareté des couches réservoirs poreuses.

Les formations en surpression rencontrées dans le bassin Néo-Écossais sont différentes. Elles abondent en couches réservoirs, et leurs shales sont entièrement lithifiés. Il en résulte qu'avec un accroissement de la pression des fluides, les densités apparentes et les vitesses acoustiques n'augmentent que de façon graduelle, alors que la diminution de la résistivité des shales est considérable (fig. 5-49). D'où la conclusion que cette réduction de la résistivité est attribuable non pas à une augmentation de la porosité, mais plutôt à une variation de la conductivité du fluide interstitiel. Les études pétrographiques démontrent que certains grès, ayant été cimentés, ont développé subséquemment une porosité secondaire. Ainsi donc, le système de surpression de l'île de Sable s'est développé une fois la diagenèse des shales entièrement accomplie, et pourrait résulter d'un mécanisme tel que l'expansion thermique de fluides interstitiels ou encore la production de gaz dans un système étanche.

Les structures telles que Thebaud, Venture et South Venture contiennent du gaz dans des réservoirs dont certains sont à la pression normale, et d'autres en surpression. Les courbes pression-profondeur des puits forés dans le système de surpression mettent en évidence distinctement la présence d'une zone de transition entre le régime hydrostatique et le régime de surpression « dure » (défini comme la pression exigeant une densité de boues de forage d'au moins 2 036 kg/m^3 (17 lb/gallon) pour éviter les éruptions). La zone de transition se caractérise par une communication incomplète entre des réservoirs, ou encore par la présence d'une série de joints d'étanchéité horizontaux imparfaits. Ainsi, dans le sous-bassin de Sable, les réservoirs de gaz partiellement remplis, relativement petits et peu nombreux, qui se trouvent dans le régime hydrostatique sus-jacent indiqueraient une étanchéité presque parfaite qui a permis au gaz de demeurer dans le régime de surpression depuis sa formation. La zone de transition est tenue pour apparentée à un front de migration du gaz dans un système en expansion dynamique alimenté par la production de gaz.

La figure 5-50 est un diagramme pression-profondeur de cinq puits forés dans le champ Venture. Les données sur la pression proviennent d'essais de formation et ont été extrapolées au maximum. Le gradient de pression hydrostatique au-dessus de la zone de surpression est de 10,7 kPa/m. Il est légèrement supérieur à la normale, sans doute en raison de la forte densité (salinité) des fluides présents dans la Formation de Missisauga dans cette région. Dans le système de surpression du champ Venture, on distingue trois zones correspondant à autant de gradients de pression différents; chacune contient une série de réservoirs et de joints d'étanchéité. Dans l'intervallede 4 450 à 4 750 m, qui comprend la série des réservoirs n^{os} 2 et 3 (Mobil, 1984), la pression augmente rapidement suivant un gradient supérieur à 100 kPa/m, preuve de l'efficacité des joints et de l'isolation virtuelle des réservoirs. Entre 4 750 et 5 100 m, intervalle qui renferme la série des réservoirs n^{os} 4 à 8, le gradient est d'à peine 20 kPa/m, ce qui signifie que les réservoirs sont perméables et interconnectés. Sous le niveau de 5 100 m s'étend la zone de surpression dure, caractérisée par un gradient d'environ 50 kPa/m. Le sommet de cette zone de surpression coïncide avec le

Figure 5-49. Expression de la zone de surpression sur les diagraphies et la courbe de pression du puits Venture B-43. Terminologie informelle de Mobil Oil Canada Ltd.

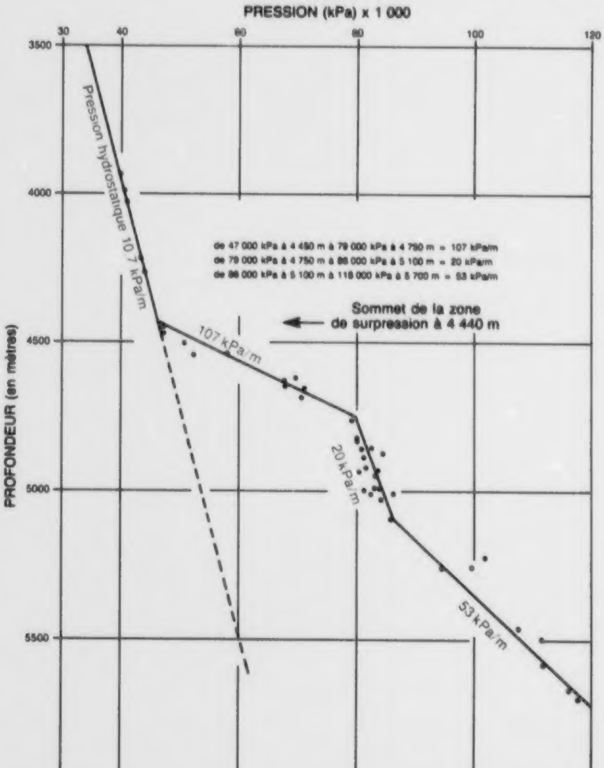


Figure 5-50. Courbe profondeur-pression pour cinq puits du champ Venture.

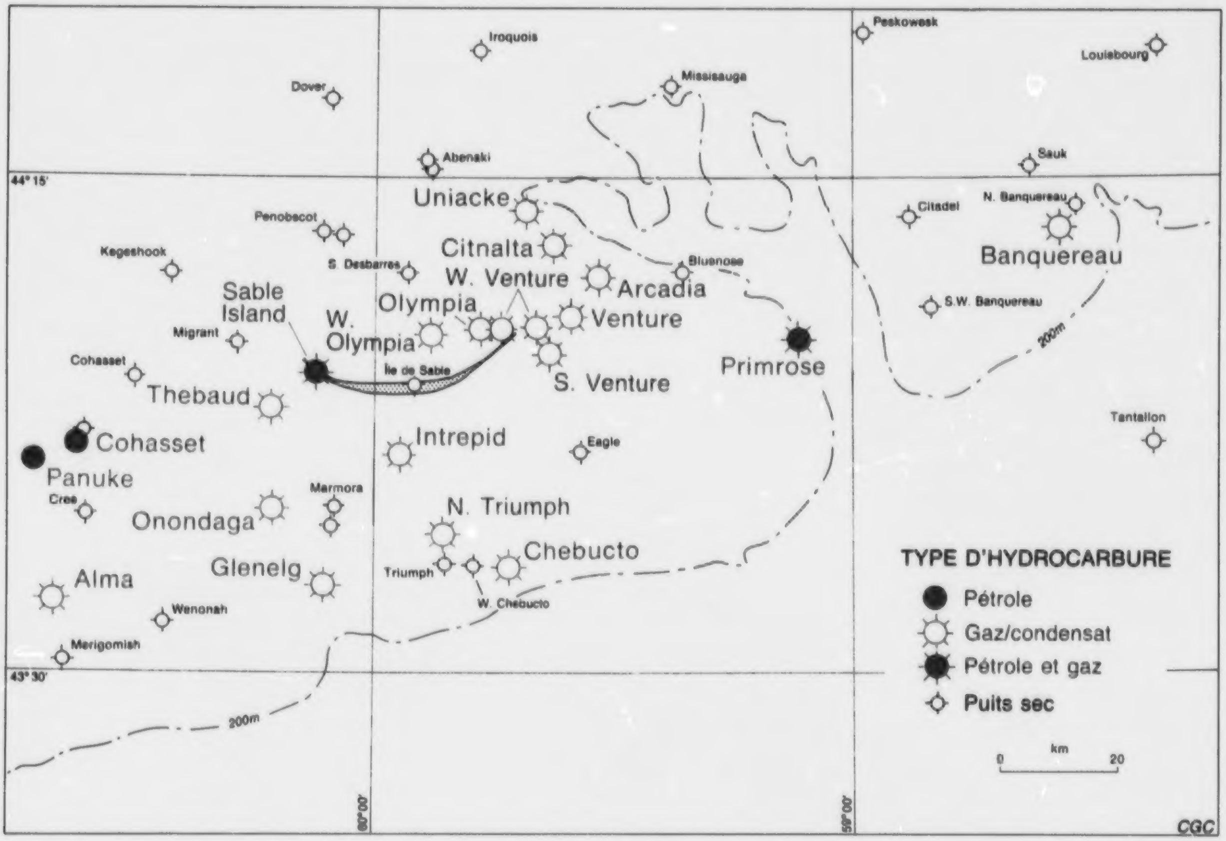


Figure 5-51. Découvertes d'hydrocarbures majeures dans le bassin Néo-Écossais.

membre calcaire n° 9 qui, à en juger par la différence de pression existant de part et d'autre, forme manifestement un joint d'étanchéité au rendement supérieur à la normale.

Les études de maturation réalisées par Nantais (1983) dans la région du sous-bassin de Sable indiquent que la maturation des matières organiques à prédominance terrigène dans le système deltaïque de Mic Mac et de Missisauga a débuté à une profondeur de 2 000 à 2 500 m, à une température voisine de 75°C. Dans une bonne partie de cette région, le sommet de la Formation de Missisauga vient tout juste d'atteindre le stade de la maturité. Cependant, dans la région de l'île de Sable, le membre inférieur de la Formation de Missisauga y est parvenu au Crétacé tardif; il se trouve actuellement au sommet de la maturité. Dans certaines régions, la Formation de Mic Mac est dans la zone de maturité avancée depuis 10 à 20 Ma. Aussi, la production de gaz dans ces formations n'a-t-elle débuté qu'assez récemment, après que les sédiments se furent entièrement lithifiés et que le développement de failles eut cessé en bonne partie. Avec des joints adéquats, le gaz demeurerait piégé contre la roche mère, et la production de gaz générerait un état de surpression.

La production d'hydrocarbures dans des roches mères du Jurassique moyen a débuté encore plus tôt; elle a été accélérée par un enfouissement rapide qui a eu lieu au Jurassique tardif et au Crétacé, et qui a également provoqué une forte expansion thermique des fluides et une élévation de la surpression. L'opinion générale veut que le sommet du système de surpression était à l'origine plus profond qu'il ne l'est actuellement, et que des pressions plus élevées en profondeur l'ont poussé vers le haut et latéralement pour finalement lui donner sa configuration actuelle.

À une exception près, le joint d'étanchéité sommital du système de surpression du bassin Néo-Écossais est constitué des intervalles de shale des formations de Missisauga et de Mic Mac et de la Formation de Verrill Canyon. Il ne se limite pas à un seul lit à la grandeur du bassin; au contraire, sa profondeur et sa position stratigraphique varient de structure en structure. L'étanchéité latérale est probablement assurée par les failles plongeant vers le bassin, qui forment la limite d'amont-pendage de plusieurs zones d'intérêt d'hydrocarbures. Les puits de contrôle permettent d'observer que le sommet du système de surpression est le moins profond au sud-ouest, et que sa profondeur et son âge augmentent vers le nord-est. Ces observations suggèrent une expansion à la fois latérale et verticale du système de surpression, phénomène qui pourrait encore être actif. La migration latérale se fait transversalement aux failles plongeant vers le bassin où des lits poreux sont juxtaposés. La migration verticale, elle, s'effectue le long des failles ou à travers des fractures qui

se forment lorsque la pression locale dépasse la pression lithostatique des lits étanches, permettant au gaz de passer dans des réservoirs adjacents qui sont, eux, à la pression hydrostatique.

Comme il a été mentionné précédemment, il y a une exception à cette configuration générale. On la trouve au puits Shubenacadie, où le sommet du système de surpression est observé à une profondeur d'environ 2 740 m dans des sédiments du Miocène. D'après les caractéristiques des sédiments, le mécanisme de surpression le plus probable semble être la « compaction en déséquilibre ».

OCCURRENCES DE PÉTROLE ET DE GAZ

C'est en 1966 qu'ont débuté les forages dans le bassin Néo-Écossais en vue de découvrir du pétrole et du gaz. Cette année-là, Amoco Canada et la Compagnie Pétrolière Impériale Ltée ont foré le puits Tors Cove D-52 jusqu'à une profondeur de 1 473 m (4 834 pi) sur la crête d'un diapir de sel, dans le sous-bassin de la Baleine Sud. Des essais au câble de forage exécutés dans le faciès de roche couverture, par 1 183 et 1 189 m (3 880 et 3 900 pi) de profondeur, ont produit une petite quantité de gaz. En 1967, la Mobil a foré le puits Sable Island C-67 jusqu'à une profondeur de 4 604 m (15 106 pi) à l'intérieur du membre inférieur, en surpression, de la Formation de Missisauga. De petites quantités de gaz et de pétrole ont été produites par un essai en fond de puits. La première découverte majeure de ce bassin a été faite en 1969 par la société Shell, dans le puits Onondaga E-84. Ce puits a traversé une zone de gaz jugée productive d'environ 40 m d'épaisseur dans le membre supérieur de la Formation de Missisauga, au-dessus d'une structure salifère. À la fin de 1986, 22 découvertes importantes avaient été réalisées au total dans le bassin Néo-Écossais, toutes dans le sous-bassin de Sable (fig. 5-51). Ces découvertes sont décrites plus en détails par Grant et al. (1986) et dans le chapitre 12 du présent volume.

Les données recueillies au sujet des matières organiques dans les puits de la plate-forme Néo-Écossaise mettent en évidence la prédominance du kérogène terrestre de type III dans les formations de Logan Canyon, de Missisauga et de Mic Mac (Barss et al., 1980), formations dont la teneur en carbone organique est généralement faible. Cependant, une analyse de certains puits plus profonds du sous-bassin de Sable indique la présence, à l'intérieur du membre inférieur de la Formation de Missisauga, de vastes zones où la teneur en carbone organique est supérieure à 2 %. Il n'est pas impossible — des études plus poussées permettront de le vérifier — que ces zones soient l'équivalent des prolifiques roches mères kimméridgiennes des Grands Bancs. Les données sur les hydrocarbures extraits indiquent que la Formation de Verrill Canyon (et les shales équivalents des formations de Mic Mac et de Missisauga) constituent les roches mères de la majeure partie des hydrocarbures découverts (Powell, 1982), les différences observées entre les produits tenant au type de matière organique et à l'état de maturation.

L'histoire thermique des formations de la plate-forme Néo-Écossaise a été reconstituée à l'aide de divers indicateurs, dont le gradient géothermique, l'indice d'altération thermique (IAT), l'indice temps-température (ITT) et la réflectance de la vitrinite (Ro). En corrélant les valeurs mesurées de Ro avec les autres indices, on peut déduire l'état de maturation existant dans les puits pour lesquels les valeurs de Ro ne sont pas disponibles. Les données géochimiques et sur la maturation thermique de la plate-forme Néo-Écossaise révèlent que le début de la maturité complète coïncide avec une Ro de 0,7 %, ce qui équivaut à un ITT de 50 et à une température d'environ 110°C. Le passage à la maturité avancée coïncide avec une Ro de 1,3 %, soit l'équivalent d'un ITT de 2 895 et d'une température approximative de 18°C (Nantais, 1983). Les produits les plus courants de la maturation du kérogène de la plate-forme Néo-Écossaise sont le gaz et le condensat, mais de petites accumulations de pétrole ont été rencontrées dans les puits Cohasset D-42, Panuke B-90, Primrose N-50 et Sable Island E-48.

Dans la région de l'île de Sable, la zone de maturité complète réside dans la partie inférieure de la Formation de Missisauga, tandis que la transition vers la maturité avancée se fait dans la partie supérieure de la Formation de Mic Mac (Wade et al., 1989), où les températures actuelles, à 6 km, dépassent les 17°C. Ainsi donc, plus de la moitié de la séquence sédimentaire dans le sous-bassin de Sable se trouve dans le domaine de maturité avancée. Les résultats des forages ont confirmé les prévisions relatives au gaz et au condensat produits par les roches mères d'une part, et leur présence à l'intérieur et au-dessous de la zone de maturité complète d'autre part. Nul indice d'une occurrence majeure de pétrole n'a été trouvé dans les parties les plus profondes du sous-bassin de Sable; cependant, des zones pétrolières comme celle révélée par le puits Cohasset D-42 pourraient être présentes à des profondeurs moyennes, où des roches mères marines du Crétacé supérieur pénètrent dans la fenêtre de pétrole, ou encore le long des régions internes du bassin, où des roches mères du Jurassique inférieur et moyen sont dans un état mature.

Jusqu'à la fin de 1983, les découvertes réalisées sur la plate-forme Néo-Écossaise représentaient des ressources estimées à plus de 117 x 10^9 m^3 (4 x 10^{12} pi^3) de gaz, environ 15 x 10^6 m^3 (90 millions de barils) de condensat et 1,5 x 10^6 m^3 (10 millions de barils) de pétrole (Wade et al., 1989). Les découvertes faites en 1984-1985 ont à peu près compensé la réduction de la valeur des ressources qui a suivi le forage des puits d'extension. Les gisements ainsi que le potentiel des bassins sont décrits plus en détails dans le chapitre 12.

REMERCIEMENTS

Les auteurs sont reconnaissants à leurs collègues de la Sous-division de la géologie pétrolière de l'Est d'avoir fourni des données et alimenté les discussions qui ont permis de formuler quelques-unes des interprétations présentées ici. Ils remercient également H.B.S. Cooke de l'examen critique auquel il a soumis leur manuscrit.

RÉFÉRENCES

Amato, R.V. and Bebout, J.W. (ed.)
1980 : Geologic and Operational Summary, COST No. G-1 well, Georges Bank Area, North Atlantic Ocean; United States Geological Survey, Open-File Report 80-268, 112 p.

Amato, R.V. and Simonis, E.K. (ed.)
1980 : Geologic and operational summary, COST No. G-2 well, Georges Bank area, North Atlantic Ocean; United States Geological Survey, Open-File Report 80-269, 116 p.

Amoco Canada Petroleum Company Limited and Imperial Oil Limited
1973 : Regional geology of the Grand Banks; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 479-503.

Anderson, R.C. and Taylor, D.J.
1981 : Very high amplitude seismic anomaly in Georges Bank trough, Atlantic continental margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 133-144.

Arthur, M.A.
1982a : Lithology and petrography of the COST Nos. G-1 and G-2 wells; in Geological Studies of the COST Nos. G-1 and G-2 Wells, United States North Atlantic Outer Continental Shelf, ed. P.A. Scholle and C.R. Wenkam; United States Geological Survey, Circular 861, p. 11-33.
1982b : Thermal history of the Georges Bank Basin; in Geological Studies of the COST Nos. G-1 and G-2 Wells, United States North Atlantic Outer Continental Shelf, ed. P.A. Scholle and C.R. Wenkam; United States Geological Survey, Circular 861, p. 143-152.

Ascoli, P.
1976 : Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; Maritime Sediments, Special Publication No. 1, p. 653-771.

Austin, J.A., Uchupi, E., Shaughnessy, D.R., and Ballard, R.D.
1980 : Geology of New England passive margin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 501-526.

Ballard, R.D. and Uchupi, E.
1975 : Triassic rift structure in the Gulf of Maine; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 1041-1072.

Barss, M.S., Bujak, J.P., Wade, J.A., and Williams, G.L.
1980 : Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 55 p.

Barss, M.S., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1979 : Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Bartlett, G.A. and Smith, L.
1971 : Mesozoic and Cenozoic history of the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 65-84.

Canada Oil and Gas Lands Administration
1987 : Offshore Schedule of Wells 1966-1986; Energy Mines and Resources, Canada, Indian and Northern Affairs, Canada, Ottawa.

Dainty, A.M., Keen, C.E., M.J., and Blanchard, J.E.
1966 : Review of geophysical evidence on crust and upper-mantle structure on the eastern seaboard of Canada; in The Earth beneath the Continents, ed. J.S. Steinhart and T.J. Smith; American Geophysical Union, p. 349-369.

Davies, E.H., Akande, S.O., and Zentilli, M.
1984 : Early Cretaceous deposits in the Gays River lead-zinc mine, Nova Scotia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 353-358.

Ditty, P.S.
1980 : Seismic velocity and correlations; in Geologic and Operational Summary, COST No. G-1 Well, Georges Bank Area, North Atlantic Ocean, ed. R.V. Amato and J.W. Bebout; United States Geological Survey, Open-File Report 80-268, p. 59-67.

Doeven, P.H.
1983 : Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic Margin; Geological Survey of Canada, Bulletin 356, 70 p.

Eliuk, L.S.
1978 : The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada — a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Ewing, J.I. and Rabinowitz, P.D. (ed.)
1983 : Eastern North American Continental Margin and Adjacent Ocean Floor, 34 to 41°N and 68 to 78°W; Ocean Margin Drilling Program, Atlas 4, Marine Science International, Woods Hole, Massachusetts.

Falvey, D.A.
1974 : The development of continental margins in plate tectonic theory; Australian Petroleum Exploration Association Journal, v. 14, p. 95-106.

Fertl, W.H.
1976 : Abnormal Formation Pressures; Elsevier Scientific Publishing Co., New York, 382 p.

Given, M.M.
1977 : Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Gradstein, F.M., Grant, A.C., and Jansa, L.F.
1977 : Grand Banks and the J-Anomaly Ridge; A geological comparison : Science, v. 197, p. 1074-1076.

Grant, A.C.
1984 : A seismic base-event map for the continental margin around Newfoundland; in Proceedings of the Canadian Meteorological and Oceanographic Society and Canadian Geophysical Union Joint Meeting, Halifax, Nova Scotia.

Grant, A.C., McAlpine, K.D., and Wade, J.A.
1986 : The continental margin of eastern Canada : Geological framework and petroleum potential; in Future Petroleum Provinces of the World, eds. M.T. Halbouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 177-205.

Gretener, P.E.
1981 : Pore pressure : fundamentals, general ramificationss and implications for structural geology (revised); American Association of Petroleum Geologists, Education Course Note Series no. 4, 131 p.

Hardy, I.A.
1975 : Lithostratigraphy of the Banquereau Formation of the Scotian Shelf; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 163-174.

Hayatsu, A.
1979 : K-Ar isochron age of the North Mountain Basalt, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 973-975.

Hodych, J.P. and Hayatsu, A.
1980 : K-Ar isochron age and paleomagnetism of diabase along the trans-Avalon aeromagnetic lineament — evidence of Late Triassic rifting in Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 491-499.

Holser, W.T., Clement, G.P., Jansa, L.F., and Wade, J.A.
1988 : Evaporite deposits of the North Atlantic Rift; in Developments in Geotectonics 22; Triassic-Jurassic Rifting, Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ovean and Passive Margins, ed. W. Manspeizer; Elsevier Scientific Publishing Co., The Netherlands, p. 525-556.

Houghton, R.L., Thomas, J.E., Diecchio, R.J., and Tagliacozzo, A.
1979 : Radiometric ages of basalts from DSDP Leg 43 : sites 382 and 385 (New England Seamounts), 384 (J-Anomaly), 386 and 387 (central and western Bermuda Rise); in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 43, ed. B.E. Tucholke; U.S. Government Printing Office, Washington, v. 43, p. 739-753.

Howie, R.D. and Barss, M.S.
1975 : Upper Paleozoic rocks of the Atlantic Provinces, Gulf of St. Lawrence and adjacent continental shelf; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 35-50.

Jansa, L.F. and Pe-Piper, G.
1985 : Early Cretaceous volcanism on the northeastern American margin and implications for plate tectonics; Geological Society of America Bulletin, v.96, pp. 83-91.
1986 : Geology and geochemistry of Middle Jurassic and early Cretaceous igneous rocks on the eastern North American continental shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1351, 104 p.
1987 : Identification of an underwater extraterrestrial impact crater; Nature, v. 327, no. 6/23, p. 612-614.
1988 : Middle Jurassic to early Cretaceous igneous rocks on the eastern North American continental margin; American Association of Pretroleum Geologists Bulletin, v. 72, p. 347-366.

Jansa, L.F. and Wade, J.A.
1975a : Paleogeography and sedimentation in the Mesozoic and Cenozoic, southeastern Canada; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J.Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 79-102.
1975b : Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Jansa L.F., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1980 : Upper Triassic salt deposits of the western North Atlantic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 547-599.

Jansa, L.F., Enos, P., Tucholke, B.E., Gradstein, F.M., and Sheridan, R.E.
1979 : Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American Basin, western North Atlantic; in Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean, Continental Margins and Paleoenvironment, ed. M. Talwani, W. Hay and W.B.F.Ryan; Maurice Ewing Series 3, American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 1-57.

Jansa, L.F., Termier, G., and Termier, H.
1982 : Les biohermes à algues, spongiaires et coraux des séries carbonatées de la flexure bordière du « paleoshelf » au large du Canada oriental; Revue de Micropaléontologie, v. 25, p. 181-219.
Jenyon, M.K.
1985 : Basin-edge diapirism and updip salt flow in Zechstein of southern North Sea; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 53-64.
Keen, C.E., and Cordsen, A.
1981 : Crustal structure, seismic stratigraphy, and rift processes of the continental margin off eastern Canada : ocean bottom seismic refractrion results off Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1523-1538.
Keen, C.E. and Haworth, R.T.
1985 : D-3 rifted continental margin off Nova Scotia, offshore eastern Canada; Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect #3.
Keen, C.E., Keen, M.J., Barrett, D.L., and Heffler, D.E.
1975 : Some aspects of the ocean-continent transition at the continental margin of eastern North America; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 189-197.
King, L.H.,
1970 : Surficial geology of the Halifax-Sable Island map area; Marine Sciences Branch, Dept. of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Marine Science Paper, 16 p.
Klein, G. de V.
1962 : Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 73, p. 1127-1146.
Klitgord, K.D. and Hutchinson, D.R.
1985 : Distribution and geophysical signatures of early Mesozoic rift basins beneath the United States continental margin; in Proceedings of the 2nd U.S. Geological Survey Workshop on the Early Mesozoic Basins of the Eastern United States, ed. G.R. Robinson and A.J. Froelich; United States Geological Survey, Circular 946, p. 45-61.
Klitgord, K.D., Schlee, J.S., and Hinz, K.
1982 : Basement structure, sedimentation and tectonic history of the Georges Bank Basin; in Geological Studies of the COST Nos. G-1 and G-2 Wells, United States North Atlantic Outer Continental Shelf, ed. P.A. Scholle and C.R. Wenkham; United States Geological Survey, Circular 861, p. 160-193.
Lachance, D.J.
1980 : Lithology; in Geologic and Operational Summary, COST No. G-1 well, North Atlantic Ocean, ed. R.V. Amato and J.W. Bebout; United States Geological Survey, Open-File Report 80-268, p. 17-21.
LePichon, X., Sibuet, J.C., and Francheteau, J.
1977 : The fit of the continents around the North Atlantic Ocean; Tectonophysics, v. 38, p. 169-209.
Lin, C.L.
1971 : Cretaceous deposits in the Musquodoboit River Valley, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1152-1154.
Manspeizer, W.
1981 : Early Mesozoic basins of the central Atlantic passive margins; in Geology of Passive Continental Margins : History, Structure and Sedimentologic Record (With Special Emphasis on the Atlantic Margin); American Association of Petroleum Geologists, Education Course Note Series no. 19, 60 p.
Manspeizer, W. and Cousminer, H.L.
1988 : Late Triassic-Early Jurassic synrift basins of the U.S. Atlantic margin; in The Atlantic Continental Margin, ed. R.E. Sheridan and J.A. Grow; Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-2. p. 197-216.
Mattick, R.E.
1982 : Significance of the Mesozoic carbonate bank-reef sequence for the petroleum geology of the Georges Bank Basin; in Geological Studies of the COST Nos. G-1 and G-2 wells, United States North Atlantic Outer Continental Shelf, ed. P.A. Scholle and C.R. Wenkam; United States Geological Survey, Circular 861, p.93-104.
McIver, N.L.
1972 : Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.
McWhae, J.R.H.
1981 : Structure and spreading history of the northwestern Atlantic region from the Scotian Shelf to Baffin Bay; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 299-332.
Miller, K.G., Mountain, G.S., and Tucholke, B.E.
1985 : Oligocene glacio-eustasy and erosion on the margins of the North Atlantic; Geology, v. 13, p. 10-13.
Miller, R.E., Lerch, H.E., Claypool, G.E., Smith, M.A., Owings, D.K., Ligon, D.T., and Eisner, S.B.
1982 : Organic geochemistry of the Georges Bank basin COST Nos. G-1 and G-2 wells; in Geological Studies of the COST Nos. G-1 and G-2 Wells, United States North Atlantic Outer Continental Shelf, ed. P.A. Scholle and C.R. Wenkam; United States Geological Survey, Circular 861, p. 105-142.
Mobil oil Canada Ltd.
1984 : Venture H-22 : Well History Report by Mobil et al.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa.
Nantais, P.T.
1983 : A reappraisal of the regional hydrocarbon potential of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1175, 83 p.
Officer, C.B. and Ewing, M.
1954 : Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain, Part VII. Continental shelf, continental slope, and continental rise south of Nova Scotia; Bulletin of the Geological Society of America, v. 65, p. 653-670.
Palmer, A.R. (comp.)
1983 : The decade of North American geology, 1983 geologic time scale : Geological Society of America.
Papezik, V.S. and Barr, S.M.
1981 : The Shelburne dike, an early Mesozoic diabase dike in Nova Scotia : mineralogy, chemistry and regional significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1346-1355.
Petro-Canada Inc.
1983 : Southwest Banquereau F-34 : Well History Report by Petro-Canada et al.; Canada Oil and Gas Lans Administration, Department of Energy, Mines and Resources Canada.
1984 : Bonnet P-23 : Well History Report by Petro-Canada et al., Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy, Mines and Resources, Canada, 138 p.
Poag, C.W.
1982 : Foraminiferal and seismic stratigraphy, paleoenvironments and depositional cycles in the Georges Bank Basin; in Geological Studies of the COST Nos. G-1 and G-2 Wells, United States North Atlantic Outer Continental Shelf, ed. P.A. Scholle and C.R. Wenkam; United States Geological Survey, Circular 861, p. 43-91.
Poag, C.W. (ed.)
1985 : Geologic evolution of the United States Atlantic margin; Van Nostrand Reinhold Company Inc., New York, 383 p.
Poag, C.W. and Schlee, J.S.
1984 : Depositional sequences and stratigraphic gaps on the submerged United States Atlantic margin; in Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation, ed. J.S. Schlee; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 165-182.
Powell, T.G.
1982 : Petroleum geochemistry of the Verrill Canyon Formation; A source for Scotian Shelf hydrocarbons; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 30, p. 167-179.
Rabonowitz, P.D.
1974 : The boundary between oceanic and continental crust in the western North Atlantic; in Geology of the Continental Margins, ed. C.A. Burk and C.L. Drake; pringer Verlag, New York, p. 67-84.
Reynolds, P.H., Zentilli, M., and Muecke, G.K.
1981 : K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of granitoid rocks from southern Nova Scotia; Its bearing on the geological evolution of the Meguma Zone of the Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 386-394.
Schlee, J.S. and Fritsch, J.
1983 : Seismic stratigraphy of the Georges Bank Basin complex; in Studies in Continental Margin Geology, ed. J.S. Watkins and C.L. Drake; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 223-251.
Schlee, J.S. and Klitgord, K.D.
1982 : Geologic setting of the Georges Bank Basin; in Geological Studies of the COST Nos. G-1 and G-2 Wells, United States North Atlantic Outer Continental Shelf, ed. P.A. Scholle and C.R. Wenkam; United States geological Survey, Circular 861, p. 4-10.
1988 : Georges Bank Basin : A regional synthesis; in Sheridan, R.E., and Grow, J.A., (ed). The Atlantic Continental Margin, U.S., Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-2, p. 243-268.

Schlee, J.S., Behrendt, J.C., Grow, J.A., Robb, J.M., Mattick, R.E., Taylor, P.T., and Lawson, B.J.
1976: Regional geologic framework off northeastern United States; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 926-951.
Schlee, J.S., Poag, C.W., and Hinz, K.
1985: Seismic stratigraphy of the continental slope and rise seaward of Georges Bank; in Geologic Evolution of the United States Atlantic Margin, ed. C.W. Poag; Van Nostrand Reinhold Company, New York, p. 256-292.
Scholle, P.A. and Wenkam, C.R. (ed.)
1982: Geological Studies of the COST Nos. G-1 and G-2 Wells, United States North Atlantic Outer Continental Shelf; United States Geological Survey, Circular 861, 193 p.
Schultz, L.K. and Grover, R.L.
1974: Geology of Georges Bank Basin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 1159-1168.
Shell Canada Resources Limited
1983: Shubenacadie H-100: Well History Report by Shell et al.; Canada Oil and Gas Lands Administration, Department of Energy Mines and Resources, Canada.
Sherwin, D.F.
1973: Scotian Shelf and Grand Banks; in The Future Petroleum Provinces of Canada — Their Geology and Potential, ed. R.G. McCrossan; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 519-559.
Shor, A.N. and Uchupi, E. (ed.)
1984: Eastern North American Continental Margin and Adjacent Ocean Floor, 39° to 46° and 54° to 64°W; Ocean Margin Drilling Program, Atlas 2, Marine Science International, Woods Hole, Massachusetts, 35 p.
Simonis, E.K.
1980: Lithologic description; in Geologic and Operational Summary, COST No. G-2 Well, Georges Bank Area, North Atlantic Ocean, ed. R.V. Amato and E.K. Simonis; United States Geological Survey, Open-File Report 80-269, p. 14-19.
Smith, H.A.
1975: Geology of the West Sable Structure; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 133-153.
Steinkraus, W.E.
1980: Biostratigraphy; in Geologic and Operational Summary, COST No. G-1 Well, Georges Bank Area, North Atlantic Ocean, ed. R.V. Amato and J.W. Bebout; United States Geological Survey, Open-File Report 80-268, p. 39-52.
Swift, S.A.
1985: Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Massachusetts Institute of Technology, Woods Hole Oceanographic Institution, Paper 85-34, 188 p.
Taylor, D.J. and Anderson, R.C.
1982: Geophysical studies of the COST Nos. G-1 and G-2 wells; in Geological Studies of the COST Nos. G-1 and G-2 Wells, United States North Atlantic Outer Continental Shelf, ed. P.A. Scholle and C.R. Wenkam; United States Geological Survey, Circular 861, p. 153-159.
Tucholke, B.E. and Mountain, G.S.
1979: Seismic stratigraphy, lithostratigraphy and paleosedimentation patterns in the North American basin; in Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; Continental Margins and Paleoenvironments, ed. M. Talwani, W. Hay and W.B.F. Ryan; American Geophysical Union, M. Ewing Series, v. 3, p. 58-86.
Uchupi, E. and Shor, A.N. (ed.)
1983: Eastern North American Continental Margin and Adjacent Ocean Floor, 39° to 46° and 64° to 74°W; Ocean Margin Drilling Program, Atlas 3, Marine Science International, Woods Hole, Massachusetts, 38 p.
Upshaw, C.F., Armstrong, W.E., Creath, W.B., Kidson, E.J., and Sanderson, G.A.
1974: Biostratigraphic framework of Grand Banks; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, pt. 2, p. 1124-1132.
van Eysinga, F.W.B.
1983: Geological Time Table; Elsevier Scientific Publishing Co., The Netherlands.
Van Houten, F.B.
1977: Triassic-Liassic deposits of Morocco and eastern North America; a comparison; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 61, p. 79-99.
Vogt, P.R and Tucholke, B.E.
1979: The New England Seamounts: testing origins; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 43, ed. B.E. Tucholke et al.; U.S. Government Printing Office, Washington, p. 847-856.
Wade, J.A.
1973: Regional Geology of the Mesozoic-Cenozoic sediments off Nova Scotia and Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 73-1, Part B, p. 99.
1976: Early Mesozoic evaporite deposits in eastern Canada; in Evaporite Deposits of Canada Phase 1 An Overview, ed. B.V. Sanford, Internal Report for the Geological Survey of Canada; Energy Mines and Resources, Ottawa, p. 137-151.
1977: Stratigraphy of Georges Bank Basin: interpreted from seismic correlation to the western Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2274-2283.
1978: The Mesozoic-Cenozoic history of the northeastern margin of North America; Offshore Technology Conference Proceedings, v. 3, p. 1849-1859.
1981: Geology of the Canadian Atlantic Margin from Georges Bank to the Grand Banks; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 447-460.
Wade, J.A., Campbell, G.R., Procter, R.M., and Taylor, G.C.
1989: Petroleum resources of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 88-19, 26 p.
Wark, J.M. and Clarke, D.B.
1980: Geochemical discriminators and the paleotectonic environment of the North Mountain basalts, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1740-1745.
Waetjen, H.H.
1980: Seismic velocity and reflection correlation; in Geologic and Operational Summary, COST No. G-2 Well, Georges Bank Area, North Atlantic Ocean, ed. R.V. Amato and E.K. Simonis; United States Geological Survey, Open-File Report 80-269, p. 37-44.

Adresse des auteurs

J.A. Wade
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

B.C. MacLean
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

Imprimé au Canada

Chapitre 6

LA MARGE CONTINENTALE AUTOUR DE TERRE-NEUVE

Introduction
- Historique de l'exploration
- Contexte régional

Bassins des Grands Bancs
- Structure
- Stratigraphie

Régions au large de la plate-forme continentale
- Cartes régionales
- Coupes transversales de la marge autour de Terre-Neuve
- Géologie

Géologie pétrolière
- Découvertes
- Formation, migration et accumulation des hydrocarbures

Sommaire

Remerciements

Références

Chapitre 6

LA MARGE CONTINENTALE AUTOUR DE TERRE-NEUVE

A.C. Grant et K.D. McAlpine

INTRODUCTION

Le présent chapitre décrit la géologie de la marge continentale autour de Terre-Neuve, qui comprend la région des Grands Bancs et la plate-forme nord-est de Terre-Neuve ainsi que le talus et le glacis continentaux adjacents (Carte SHC 850-A, en pochette). La région de la plate-forme continentale qui s'étend du chenal Laurentien jusqu'au sud du Labrador, y compris le secteur du bonnet Flamand, couvre environ 450 000 km^2. Le talus et le glacis continentaux adjacents occupent une superficie équivalente (fig. 6-1). La croûte continentale, qui se compose de roches ignées et sédimentaires du Paléozoïque et du Précambrien, compose le sous-sol de la plate-forme, et s'étend vers le large au-dessous du talus et du glacis continentaux. Les principaux éléments géologiques de subsurface de la région sont une série de bassins sédimentaires mésozoïques communicants (fig. 6-2). Ces bassins et les hauteurs du socle intermédiaires sont tronqués par une pénéplaine proéminente, communément appelée discordance d'Avalon (Jansa et Wade, 1975), apparentée à une arche régionale du mésozoïque tardif, le soulèvement d'Avalon. La pénéplaine est recouverte d'une séquence généralement mince de sédiments non déformés du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Ces sédiments s'épaississent vers le large, en traversant le talus et le glacis continentaux, et révèlent finalement une progradation sur la croûte océanique. La configuration de la limite entre le continent et l'océan autour de la marge continentale de Terre-Neuve est complexe et variable; la position exacte de cette transition est inconnue dans de nombreuses régions.

Une grande partie de nos connaissances sur cette région viennent de levés géophysiques et de forages réalisés par l'industrie aux fins de prospection pétrolière. Des levés géophysiques ont été réalisés sur la plate-forme, le talus et le glacis continentaux; les forages ont été concentrés dans plusieurs bassins sédimentaires de cette plate-forme. En conséquence, nous connaissons mieux ces bassins sédimentaires, qui sont traités plus en détail dans la première partie du chapitre. Dans la seconde partie du chapitre, ces résultats sont extrapolés aux régions extérieures à la plate-forme, à l'aide des données géophysiques.

Grant, A.C., et McAlpine, K.D.
1990 : La marge continentale autour de Terre-Neuve; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 6, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n°2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America)

Les données de puits utilisées dans le présent chapitre sont celles diffusées au public par l'Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada (APGTC) (Canada Oil and Gas Lands Administration (COGLA)) et par l'Office Canada–Terre-Neuve des hydrocarbures extracôtiers (OCTNHE) (Canada-Newfoundland Offshore Petroleum Board (CNOPB)), après expiration de la période de confidentialité de l'information sur les forages de reconnaissance, d'une durée de deux ans, ou d'une période de 90 jours dans le cas des puits de délimitation (fig. 6-1). Les données géophysiques fournies par l'industrie sont principalement des enregistrements de sismique-réflexion multicanal que l'APGTC et l'OCTNHE gardent confidentiels pendant 5 ans. À la fin de l'année 1986, les résultats de 80 puits extracôtiers de Terre-Neuve sur un total de 95, avaient été publiés, et la couverture sismique multicanal déjà publiée représentait environ 310 000 km. Ces donnés ont été complétées par l'étude de levés de sismique-réflexion à grande profondeur, effectués par la Commission géologique du Canada, et par des données provenant d'études pertinentes réalisées par divers groupes de recherche, gouvernementaux et universitaires.

Historique de l'exploration

Initialement, des études géophysiques et géologique marines systématiques de la marge Est de l'Amérique du Nord ont été réalisées pendant les années 50 par des groupes de recherche gouvernementaux et universitaires du Canada et des États-Unis. Des levés de sismique-réfraction à grande profondeur, des levés de champ potentiel et l'échantillonnage du fond marin ont indiqué l'existence d'un épais prisme sédimentaire au large, ce qui a éveillé l'intérêt de l'industrie pétrolière. Sur les Grands Bancs, l'exploration pétrolière a commencé par des levés géophysiques de reconnaissance en 1964, et par un projet de sondages peu profonds entrepris par la société Amoco Canada (alors appelée Pan American Petroleum Corporation) et la société Imperial Oil en 1965. Ces travaux ont permis de délimiter les principaux bassins de la région (fig. 6-2). En 1966, ont été forés les deux premiers puits de reconnaissance profonds (Tors Cove D-52 et Grand Falls H-09), sur la marge continentale canadienne; dans le premier puits, situé sur une structure diapirique de sel, a été récupérée une petite quantité de gaz libre ce qui était un indice initial du potentiel favorable de cette région en hydrocarbures. Pendant la décennie allant de 1966 à 1975, des puits d'exploration ont été forés en 41 endroits de la plate-forme continentale autour de Terre-Neuve; 13, 10 et

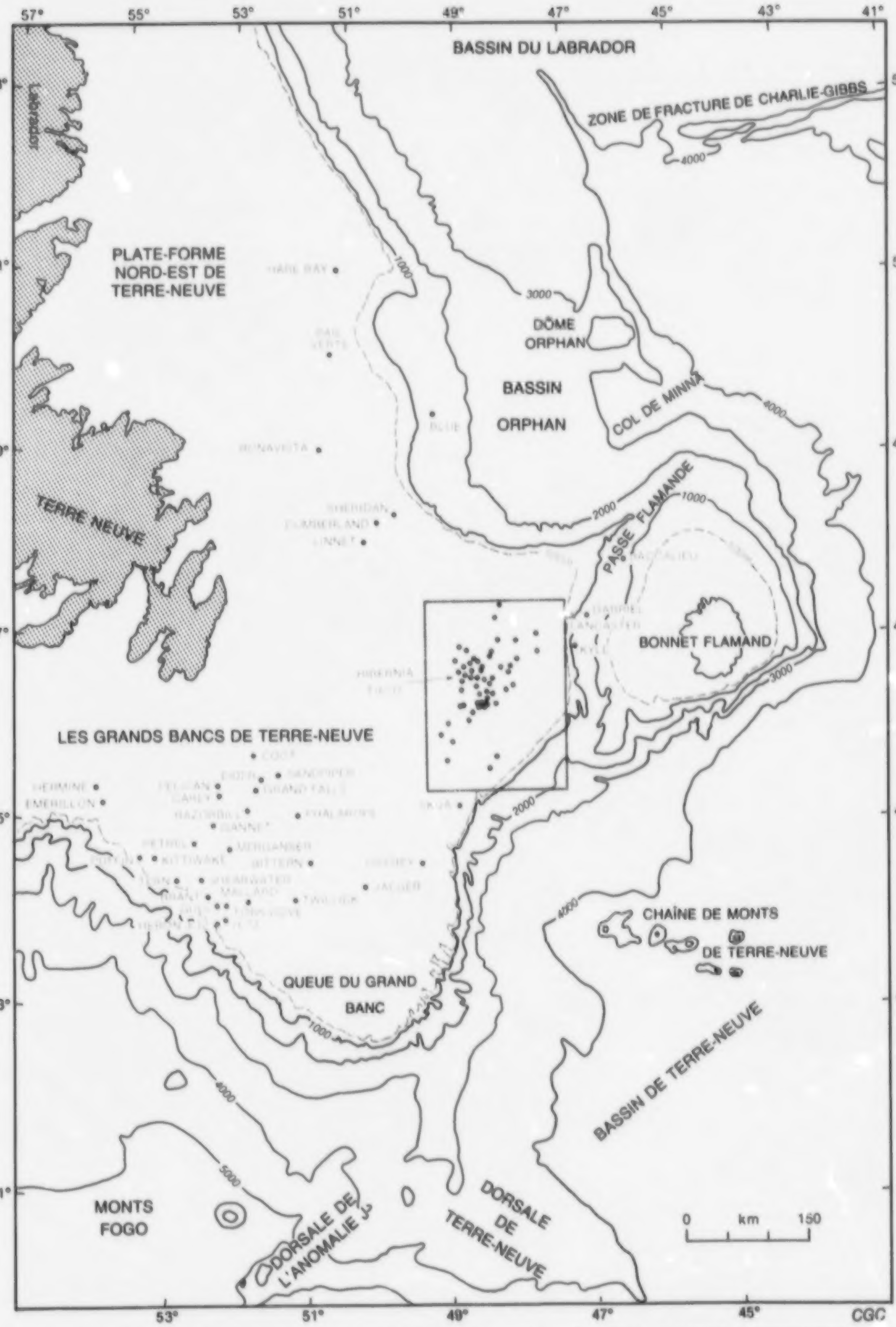


Figure 6-1. Bathymétrie de la marge continentale autour de Terre-Neuve (isobathes en mètres). L'emplacement des puits est précisé en rouge (le nom des puits du bassin de Jeanne d'Arc, dans la région du champ Hibernia, est indiqué à la figure 6-6). La ligne rouge en tiretés correspond à l'isobathe de 500 m. Les noms au complet des puits et leur emplacement sont donnés à la figure 1 (en pochette).

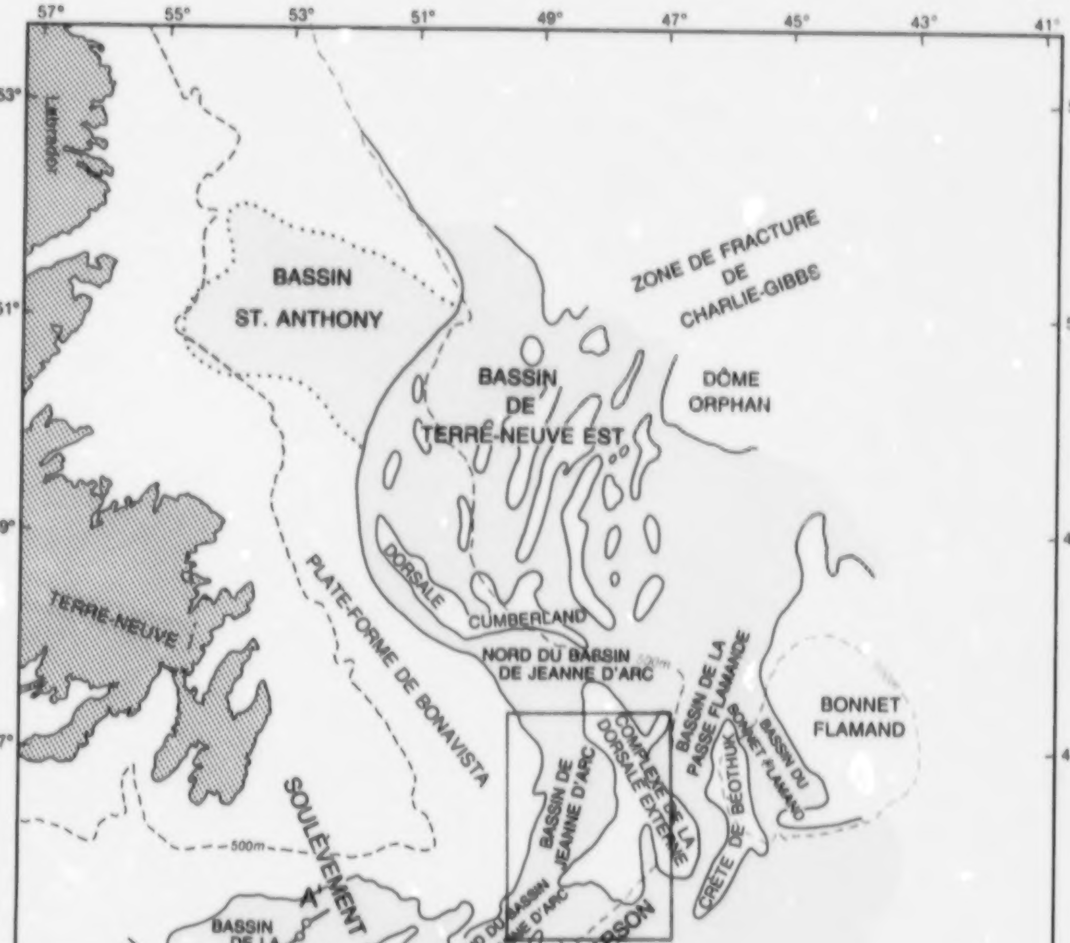


Figure 6-2. Carte tectonique simplifiée montrant les principaux éléments structuraux positifs et les bassins (ombrés) de la marge continentale de la partie sud-est de Terre-Neuve. La ligne rouge en tiretés est l'isobathe de 500 m. La ligne en tiretés noirs marque la bordure, côté terre, des sédiments crétacés-tertiaires. La ligne A-A' est la trace de la coupe transversale de la figure 6-4. Le rectangle (rouge) englobe la région de la figure 6-6.

10 puits étaient situés dans le sous-bassin de la Baleine Sud, les bassins de la Baleine et de Jeanne d'Arc respectivement (fig. 6-2). Les résultats de cette première phase d'exploration ont été décevants, même si un peu de pétrole a été découvert dans le bassin de Jeanne d'Arc, au puits Adolphus 2K-41, et si des roches mères de potentiel élevé ont été rencontrées dans d'autres puits, comme l'ont indiqué Bujak et al. (1977a, b) et Swift et Williams (1980). D'autres détails sur les résultats de cette période d'exploration ont été publiés par les sociétés Amoco et Imperial (1973), par Sherwin (1973), Upshaw et al. (1974), Gradstein et al. (1975), Jansa et Wade (1975), Swift et al. (1975), Williams et Brideaux (1975) et McWhae (1981).

En 1979, a commencé la seconde phase d'exploration au large de Terre-Neuve, et le troisième puits amorcé la même année a été le puits Hibernia P-15, qui a rencontré des hydrocarbures dans le bassin de Jeanne d'Arc. Ce puits, capable de produire 3 180,0 m³ (20 000 barils) par jour (Benteau et Sheppard, 1982), a été classé comme la meilleure découverte d'hydrocarbures au Canada à l'époque. Les neuf puits supplémentaires forés sur la structure Hibernia ont permis de délimiter un champ pétrolier caractérisé par des réserves récupérables d'hydrocarbures de l'ordre de 79,5 à 127,2 x 10^6 m³ (500 à 800 millions de barils) (CNOPB, 1986), ce qui place Hibernia dans la classe des « géants » (plus de 79,5 x 10^6 m³ (500 millions de barils). La géologie du champ Hibernia et du bassin de Jeanne d'Arc a été étudiée par McKenzie (1980), Arthur et al. (1982), Benteau et Sheppard (1982), McMillan (1982), Handyside et Chipman (1983), Hubbard et al. (1985), Grant et al. (1986a, b), Enachescu (1987), et Tankard et Welsink (1988). Des 40 puits forés au large de Terre-Neuve depuis 1979, 34 se trouvent dans le bassin de Jeanne d'Arc; les autres se situent à l'est dans les bassins de Carson et de la passe Flamande, et au nord dans le bassin de Terre-Neuve Est. L'exploration géophysique s'est poursuivie dans toute la région, et il est prévu que des puits supplémentaires soient un jour forés dans les bassins Horseshoe et de la Baleine, et dans le sous-bassin de la Baleine Sud dans le sud des Grands Bancs.

Contexte régional

La marge continentale de l'Est du Canada est considérée comme une marge « atlantique » classique, sur laquelle s'est accumulé un prisme sédimentaire pendant le Mésozoïque

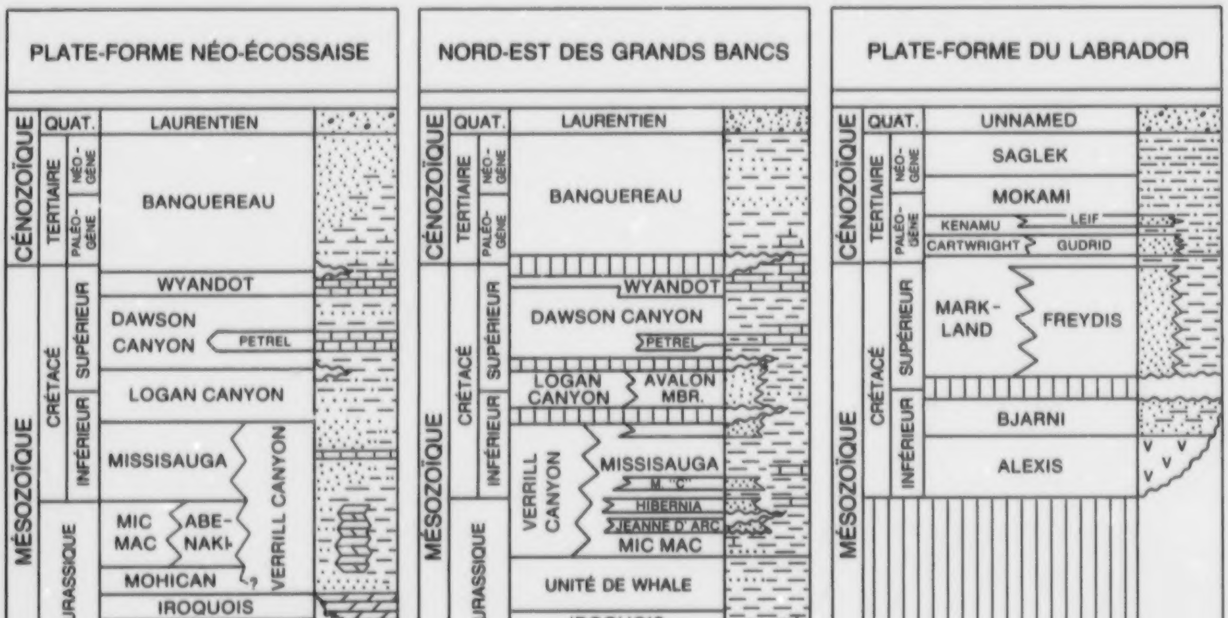


Figure 6-3. Colonnes stratigraphiques généralisées des régions de la plate-forme Néo-Écossaise, du nord-est des Grands-Bancs et de la plate-forme du Labrador (d'après Grant et al., 1986a). Ce diagramme n'a été établi qu'à des fins de comparaison; des colonnes stratigraphiques plus complètes et détaillées sont illustrées ailleurs dans le chapitre et dans le volume (fig. 5, en pochette).

et le Cénozoïque, à mesure que s'élargissaient et s'approfondissaient les océans adjacents. Sur la plate-forme Néo-Écossaise, sur les Grands Bancs et dans l'est de Terre-Neuve, ces sédiments forment un biseau d'aggradation sur les roches paléozoïques et précambriennes de l'orogène appalachien; au nord, au large des côtes du Labrador et de l'île de Baffin, ils forment un biseau d'aggradation sur les strates paléozoïques et les roches cristallines du Bouclier canadien (carte 1706A, en pochette). La répartition stratigraphique des sédiments mésozoïques de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs diffère nettement de celle de la plate-forme du Labrador (fig. 6-3), probablement en raison de l'histoire différente de l'expansion du fond marin dans ces deux régions. Tandis qu'en principe, dans l'Atlantique au nord des Bahamas, l'expansion du fond marin aurait commencé au Jurassique précoce, il semble que cette expansion n'ait pas commencé dans la mer du Labrador avant le Crétacé tardif, et qu'elle ait peut-être même progressé vers le nord en atteignant la baie de Baffin à l'Éocène (Srivastava, 1978; McWhae, 1981; Gradstein et al., chapitre 8).

Autour de Terre-Neuve, la marge continentale se situe à mi-chemin de ces deux régimes d'expansion du fond marin, et en conséquence la région est caractérisée par une histoire géologique complexe, que reflètent la physiographie régionale (fig. 6-1) et les variations d'orientation des structures du socle (fig. 6-2). Dans la région des Grands Bancs, les bassins d'orientation nord-est-sud-ouest ont commencé à se former pendant l'intervalle allant du Trias supérieur au Jurassique inférieur par le développement d'un rift entre l'Amérique du Nord et l'Afrique. Cependant, la formation de la croûte continentale sous-jacente a été longue et complexe, a débuté au Protérozoïque, et a aussi procédé par accrétion d'une série de terranes exotiques au craton nord-américain. La stratigraphie de l'orogène appalachien témoigne de trois grands épisodes tectoniques du Paléozoïque, les orogenèses taconique, acadienne et alleghanienne, qui ont respectivement culminé à l'Ordovicien moyen, au Dévonien et au Permien. Le chapitre 2 nous donne une vue d'ensemble de l'histoire pré-mésozoïque de la marge. Les bassins mésozoïques des Grands Bancs sont peut-être apparentés à des structures paléozoïques réactivées, parce qu'ils sont approximativement parallèles aux directions structurales de l'orogène appalachien que l'on peut observer sur les terres émergées à Terre-Neuve, et contiennent des roches clastiques et évaporites du Carbonifère (voir le chapitre 4). La Nouvelle-Écosse et l'Afrique du Nord ont commencé à se scinder au Jurassique précoce (Wade et MacLean, chapitre 5), mais cette phase de rifting a avorté au nord de la zone de fracture de Terre-Neuve, et les Grands Bancs n'ont subi qu'une subsidence épirogénique jusqu'au Jurassique tardif. Le soulèvement en dôme des Grands Bancs à la toute fin du Jurassique a donné lieu à une seconde période de rifting qui a culminé avec la séparation de la péninsule Ibérique et des Grands Bancs à la fin du Crétacé précoce (Masson et Miles, 1984). La marge est des Grands Bancs s'est constituée à cette époque (fig. 6-2), et cet événement a été le principal épisode terminal de la formation d'une pénéplaine proéminente sur les Grands Bancs, appelée discordance d'Avalon. À l'est de Terre-Neuve, les structures du socle passent d'une orientation nord-est-sud-ouest à nord-sud (fig. 6-2), ce qui traduit la séparation de l'Europe et de l'Amérique du Nord au Crétacé moyen (Masson et Miles, 1984; Srivastava et Tapscott, 1986). Selon Keen et al. (1987a), la structurale du bassin de Terre-Neuve Est est partiellement due à une tectonique de distension associée à des mouvements survenus le long de failles transformantes, suivant la zone de fracture de Charlie-Gibbs.

Les mesures de sismique-réfraction effectuées en 1986 et auparavant montrent que la croûte continentale, au-dessous des Grands Bancs méridionaux, a environ 32 km d'épaisseur et possède une structure simple (I. Reid, communication personnelle, 1987). Des sédiments relativement minces et un « socle » (probablement constitué de roches ignées ou métasédimentaires paléozoïques) recouvrent une seule grande couche crustale. Cette croûte s'amincit en direction de la marge sud-ouest des Grands Bancs, et cela à partir d'un point situé à environ 70 km de la marge. Les lignes de levés sismiques multicanaux profonds (LITHOPROBE) indiquent l'existence de failles de pendage est qui pénètrent profondément la coûte sur les versants ouest du bassin de la Baleine et dans le prolongement sud du bassin de Jeanne d'Arc. Selon Keen et al. (1987b), ces failles pourraient se continuer jusqu'à proximité du MOHO, et constituer les plans de distension crustale qui ont permis la formation de ces bassins. Un profil de sismique-réflexion à grande profondeur traversant la partie nord du bassin de Jeanne d'Arc montre qu'à cet endroit, la séquence du Mésozoïque-Cénozoïque peut avoir 20 km d'épaisseur, mais la faille limitrophe ouest et le réflecteur du MOHO ne peuvent être décelés au-dessous de ce bassin.

La croûte sous-jacente au bassin de Terre-Neuve Est (voir bassin Orphan au chapitre 2) (fig. 6-2) a environ 15 km d'épaisseur, et selon certaines interprétations, serait une croûte continentale amincie par distension (Keen et Barret, 1981). Le socle est disséqué par des failles normales (Grant 1975), qui semblent issues d'un décollement subhorizontal à des profondeurs crustales intermédiaires (Keen et al., 1987a).

Les roches crétacées et plus anciennes contenues dans les bassins des Grands Bancs et de Terre-Neuve Est (fig. 6-2) contiennent les cibles de l'exploration pétrolière. Dans ces bassins, la séquence mésozoïque générale (fig. 6-3) se compose de couches rouges et d'évaporites qui datent du Trias au Jurassique précoce, de roches carbonatées et de shales du Jurassique, et de roches clastiques marines du Crétacé. Le fluage des couches de sel profondes dans les bassins a fortement dérangé les sédiments plus récents, et la plupart des puits ont été forés dans des structures de type salifère. La pénéplaine qui tronque ces bassins et les régions adjacentes du socle est recouverte d'une couche de roches clastiques et calcaires crayeux du Crétacé supérieur et du Cénozoïque, qui s'amincissent jusqu'à disparaître en direction des terres et sur le bonnet Flamand, mais s'épaississent substantiellement au nord-est dans le bassin de Terre-Neuve Est. Fondamentalement, ces sédiments ne sont déformés que là où ils sont localement traversés par des diapirs de sel et par des failles mineures dans les régions de bassins situés sous la discordance.

Les bassins des Grands Bancs sont approximativement parallèles aux orientations structurales des unités de l'orogène appalachien qui affleurent à terre, mais au nord des Grands Bancs, l'axe des bassins prend une direction nord et recoupe la direction nord-est de l'orogène appalachien. À cet endroit, les structures du socle ont une orientation parallèle à l'actuelle marge physiographique (fig. 6-2) et leur origine est sans doute liée à l'ouverture de la mer du Labrador et du nord de l'océan Atlantique Nord. Ces

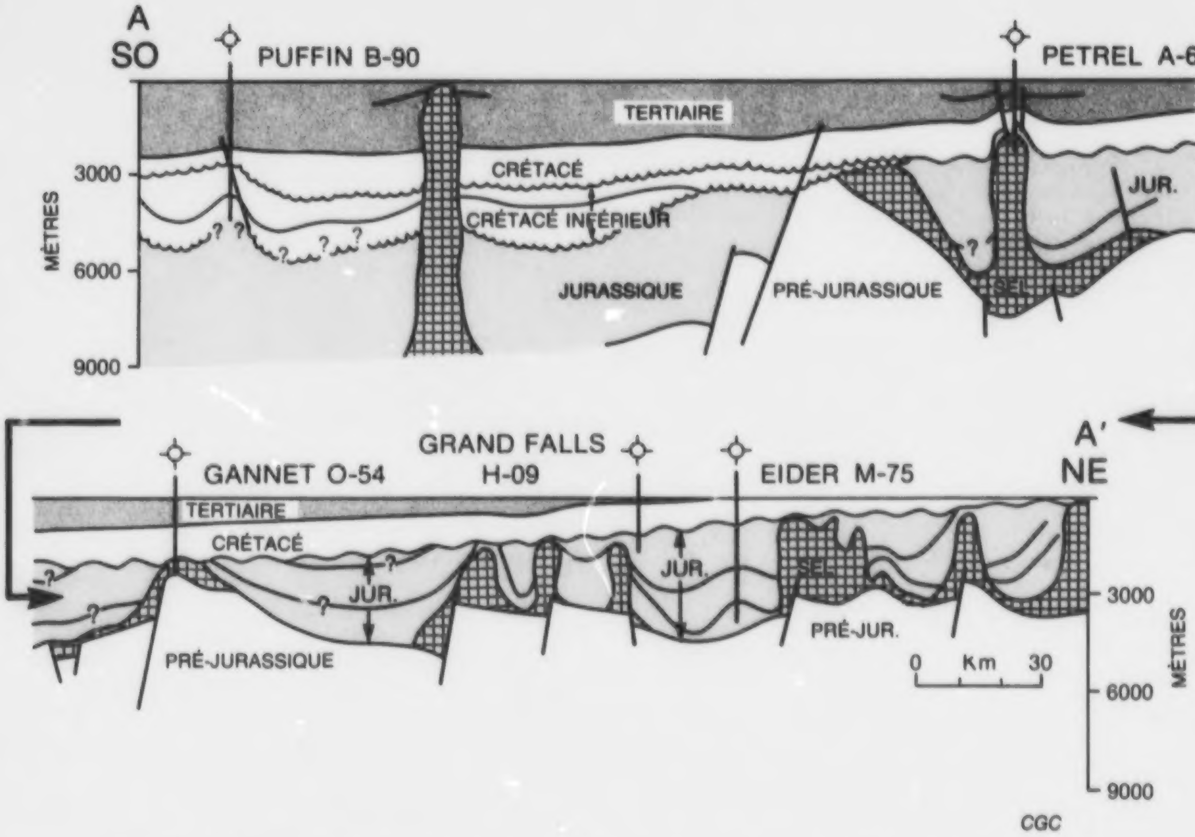


Figure 6-4. Coupe géologique-géophysique du sud des Grands Bancs (la position de la coupe est illustrée à la figure 6-2). À remarquer que la discordance prononcée observable sur la majeure partie de la ligne séparant les roches jurassiques et crétacées représente la combinaison des deux discordances indiquées immédiatement au sud du puits Petrel A-62. Information fournie par Amoco et Imperial (1973).

détails, contrastant avec la géologie du socle, nous empêchent de saisir la chronologie tectonique et d'associer les sédiments syntectoniques du Mésozoïque aux régimes de distension diversement alignés qui ont provoqué le rifting ainsi que la rupture continentale. Il est également possible d'observer dans la mer du Nord, la mer Celte, les Hébrides (Ziegler, 1975; Pegrum et Mounteney, 1978; Naylor et Shannon, 1982) et dans l'est du Groenland (Surlyk, 1977), l'alignement des bassins mésozoïques avec la géologie calédonienne, tandis qu'au sud-ouest de l'Irlande, ces bassins ont un alignement dominant nord-ouest-sud-est (Masson et Miles, 1986a, b), oblique par rapport à la structure du socle. Il est encore difficile de préciser dans quelle mesure les modèles de la tectonique des plaques sont applicables à l'échelle de ces problèmes locaux, mais il sera démontrer plus loin que la tectonique des plaques procure un cadre de référence de premier ordre pour interpréter la séquence sédimentaire de la région.

BASSIN DES GRANDS BANCS

Structure

Dans le sous-sol des Grands Bancs, la stratigraphie post-paléozoïque correspond essentiellement à l'histoire de l'évolution intra-cratonique. La pénéplaine profondément enfouie de la marge continentale est une structure géologique de premier ordre dans cette région. Au-dessous de la partie centrale des Grands Bancs, l'érosion associée au soulèvement d'Avalon a commencé au Jurassique tardif, et a profondément entaillé les roches jurassiques dans les bassins au-dessous de la discordance (fig. 6-2, 6-4). Au sud-ouest et au nord-est, existent au-dessous de cette surface d'érosion des strates progressivement plus récentes dans le sous-bassin de la Baleine Sud et le bassin de Jeanne d'Arc respectivement. Depuis le début des années 70, cette surface est désignée sous le nom de « discordance d'Avalon ».

Elle a été initialement décrite en détail par les sociétés Amoco et Imperial (1973), et ensuite étudiée par Jansa et Wade (1975), McWhae (1981) et Arthur et al. (1982). Dans ces articles, sont données diverses interprétations relatives à l'âge de la discordance d'Avalon, d'où la confusion resultant de l'utilisation de ce terme. Les différences d'interprétation viennent de ce que plusieurs surfaces d'érosion présentes dans les bassins sédimentaires fusionnent sur les marges des bassins pour former la pénéplaine interbassinale. Dans le bassin de Jeanne d'Arc, il est possible d'identifier quatre grands épisodes d'érosion allant du Kimméridgien tardif à l'Albien-Cénomanien (fig. 6-5). Ainsi, la pénéplaine témoigne de 50 à 60 Ma d'épisodes de déformation, de soulèvement et d'érosion; si le terme de « discordance d'Avalon » doit être retenu, il devrait être utilisé dans ce contexte, et non appliqué à un événement particulier.

Les éléments structuraux caractérisant les sédiments mésozoïques et cénozoïques à l'intérieur des bassins des Grands Bancs sont dominés par les effets du fluage du sel (fig. 6-4). Les structures comprennent des diapirs salifères, des coussins de sel, des structures nodulaires et des anticlinaux de rebroussement, associés à des failles normales listriques. L'expression sismique de ces structures a été présentée par les sociétés Amoco et Imperial (1973). Durant la phase initiale des forages (1966 à 1975), la plupart des sondages étaient localisés sur les structures salifères structuralement complexes et relativement peu profondes, et en raison du caractère condensé et anomalique de la stratigraphie de ces sites, il a été difficile de reconstruire l'histoire géologique des bassins des Grands Bancs. Depuis 1979, les résultats de forages effectués dans la section la plus épaisse et la plus complète du bassin de Jeanne d'Arc ont grandement accru nos connaissances sur les relations sédimentaires et structurales qui caractérisent les Grands Bancs; dans le présent chapitre, la structure et la stratigraphie du bassin de Jeanne d'Arc sont donc considérée comme les témoins les plus complets de la géologie de subsurface de la région des Grands Bancs.

La figure 6-6 indique l'épaisseur des sédiments dans le bassin de Jeanne d'Arc et les principaux éléments tectoniques : la plate-forme stable de Bonavista située à l'ouest se compose de roches pré-mésozoïques; le complexe de la dorsale externe est une hauteur structurale constituant le flanc est du bassin, et recouvre en grande partie des sédiments jurassiques déformés de façon complexe. Dans cette figure, l'épaisseur des sédiments représentés au centre du bassin est sans doute inférieure à la réalité, étant donné que le socle se trouve au-dessous de la profondeur maximale d'investigation des levés sismiques réalisés par l'industrie, d'après lesquels la figure est construite. Les données sismiques multicanal enregistrées à grande profondeur à des intervalles de 20 s montrent que le bassin de Jeanne d'Arc atteint effectivement 20 km de profondeur (Keen et al., 1987a). La figure 6-7 est une coupe sismique qui suit l'axe du bassin, à partir du puits Murre G-67 au sud, traverse une grande faille transbassinale, le secteur du puits Egret K-36, et enfin une zone de failles transbassinales, jusqu'au puits Adolphus D-50 foré sur un diapir de sel dans la zone de dépôt maximal du bassin. La coupe sismique transbassinale (fig. 6-8) va de la structure de rebroussement (rollover) d'Hibernia contre la plate-forme de Bonavista au complexe de la dorsale externe près des puits South Tempest G-88 et Trave E-87.

Pour comprendre la structure du bassin de Jeanne d'Arc, il est important de différencier les effets du diastrophisme régional de ceux du diastrophisme local. Les principaux éléments régionaux de contrôle sont les périodes de subsidence relative du bassin; les structures locales sont principalements associées au fluage du sel. À certains égards, les sédiments du bassin peuvent être considérés comme « flottant » sur un substrat de sel. En majeure partie, la perturbation structurale des régions marginales du bassin résulte de mouvements de compensation liés au fluage du sel dans la partie axiale du bassin. Dans ce bassin, la configuration des failles traduit cette relation, avec trois grands ensembles de failles : des failles de type listrique approximativement parallèles aux marges du bassin; des failles normales fortement inclinées, approximativement parallèles aux marges du bassin; et des failles transbassinales orthogonales aux deux autres ensembles, qui sont des plans d'ajustement des mouvements latéraux différentiels survenus le long de failles listriques. Les principales failles transbassinales semblent situées au-dessus de zones dont le socle est recoupé de failles normales. Parmi les résultats les plus spectaculaires du fluage du sel, figurent les structures diapiriques proches des puits Adolphus et le mur de sel à proximité des puits Egret (fig. 6-6).

Une forte réflexion sismique le long d'un plan incliné, qui peut être suivie sur une grande partie du versant ouest du bassin de Jeanne d'Arc, est associée à un plan de faille suivant lequel les sédiments sus-jacents ont glissé vers la zone axiale du bassin. Cette surface tend à devenir presque horizontale en profondeur. Il est possible de définir sur carte trois grandes zones de décollement, qui du sud au nord sont séparées par deux zones de failles transbassinales (fig. 6-6).

Sur le versant est du bassin de Jeanne d'Arc, il est plus difficile de délimiter une surface de « socle ». Une surface de décollement est discernable dans plusieurs régions, mais le mouvement de rotation contre cette faille n'est pas très évident. Il existe de nombreux indices de régimes de distension qui se sont traduits par de nombreuses failles normales, dont des structures « en clé de voûte »; ces indices suggèrent un déplacement vers l'ouest de la séquence sédimentaire, en direction de la zone axiale du bassin. Localement, cette zone de failles semble associée à un fluage du sel.

La hauteur structurale qui forme le flanc est du bassin de Jeanne d'Arc a été appelée « complexe de la dorsale externe » par McKenzie (1980). Cette région n'est pas analogue à la plate-forme stable de Bonavista située du côté ouest du bassin et formée de roches pré-mésozoïques. La portion du complexe de la dorsale externe bordant le segment nord-est du bassin de Jeanne d'Arc contient dans son sous-sol des sédiments jurassiques déformés qui sont l'équivalent stratigraphique des sédiments du bassin (fig. 6-8). Au sud, ces sédiments déformés se terminent contre des matériaux plus anciens et sismiquement « plus durs ». Ces derniers sont sans doute des roches du système des Appalaches.

La subsidence post-crétacée de la portion principale des Grands Bancs a été relativement uniforme et, excepté quelques structures salifères qui percent la couverture tertiaire, les bassins sous-jacents ont été fondamentalement stables. Toutefois, vers les marges des Grands Bancs, la subsidence tertiaire est plus prononcée; elle a touché la zone

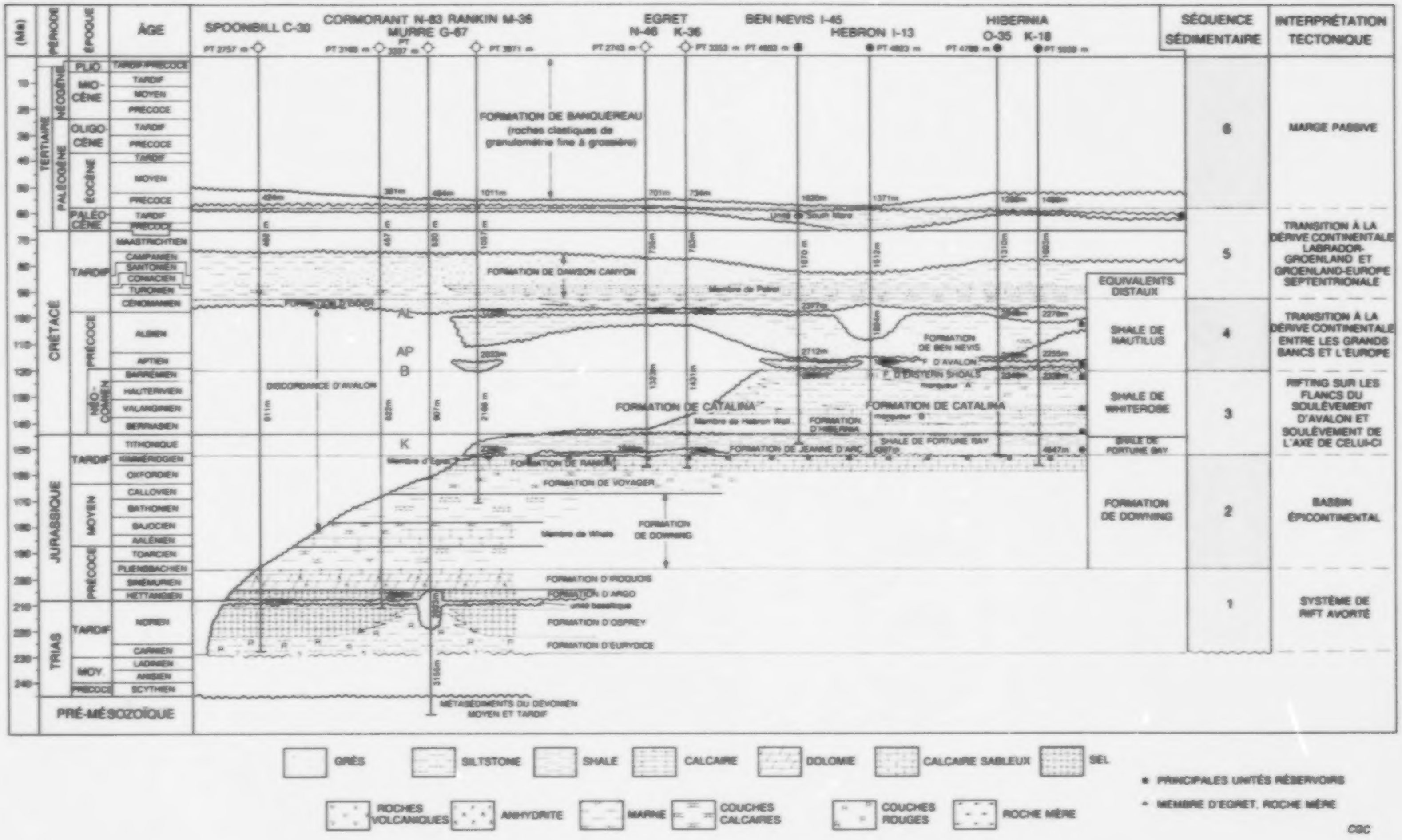


Figure 6-5. Coupe chronostratigraphique du bassin de Jeanne d'Arc montrant le cadre lithostratigraphique et les grandes séquences sédimentaires. L'emplacement des puits est indiqué à la figure 6-6. La discordance d'Avalon, pénéplaine marquante enfouie sous la région centrale des Grands Bancs, témoigne de l'effet net d'au moins quatre épisodes d'érosion identifiés d'après les données sismiques et les données de sondages. Ces événements ont eu lieu aux époques suivantes: Kimméridgien (K), Barrémien tardif (B), Aptien tardif (AP) et Albien tardif-Cénomanien (AL). Les chiffres figurant à côté des puits, à la hauteur des lacunes stratigraphiques, sont les profondeurs, en mètres, de l'intersection des discordances.

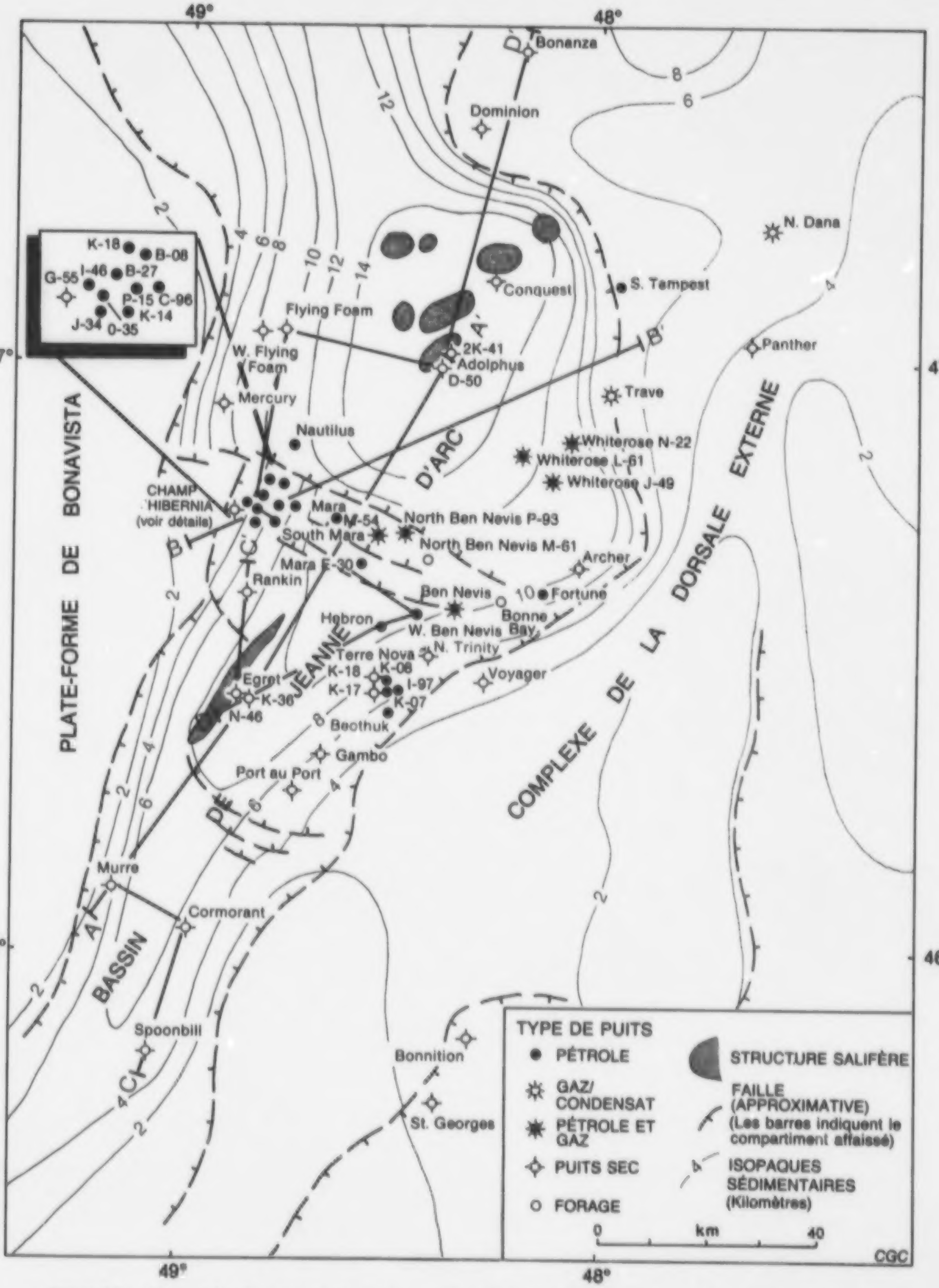


Figure 6-6. Carte schématique structurale et isopaque des sédiments du bassin de Jeanne d'Arc, indiquant l'emplacement des puits (d'après Grant et al., 1986a). Les noms au complet des puits et leur emplacement sont indiqués à la figure 1 (en pochette).

axiale de la partie septentrionale du bassin de Jeanne d'Arc et, à l'est de la plate-forme de Bonavista, a influencé toute la région nord.

Stratigraphie

D'un point de vue stratigraphique, la marge continentale autour de Terre-Neuve est une zone de transition, dont la stratigraphie pré-tertiaire est semblable à celle de la plate-forme Néo-Écossaise et dont les sédiments tertiaires, à l'est, sont semblables à ceux observés au large du Labrador (fig. 6-3). Après plus de deux décennies d'exploration pétrolière des Grands Bancs, aucune nomenclature stratigraphique formelle n'est encore proposée, tandis qu'au contraire, pour la plate-forme Néo-Écossaise et la plate-forme du Labrador, des schémas lithostratigraphiques formels ont été présentés moins de dix ans après le forage des premiers puits (McIver, 1972; Umpleby, 1979). Ceci reflète non seulement l'histoire géologique complexe des Grands Bancs, qui résulte de leur situation centrale entre des

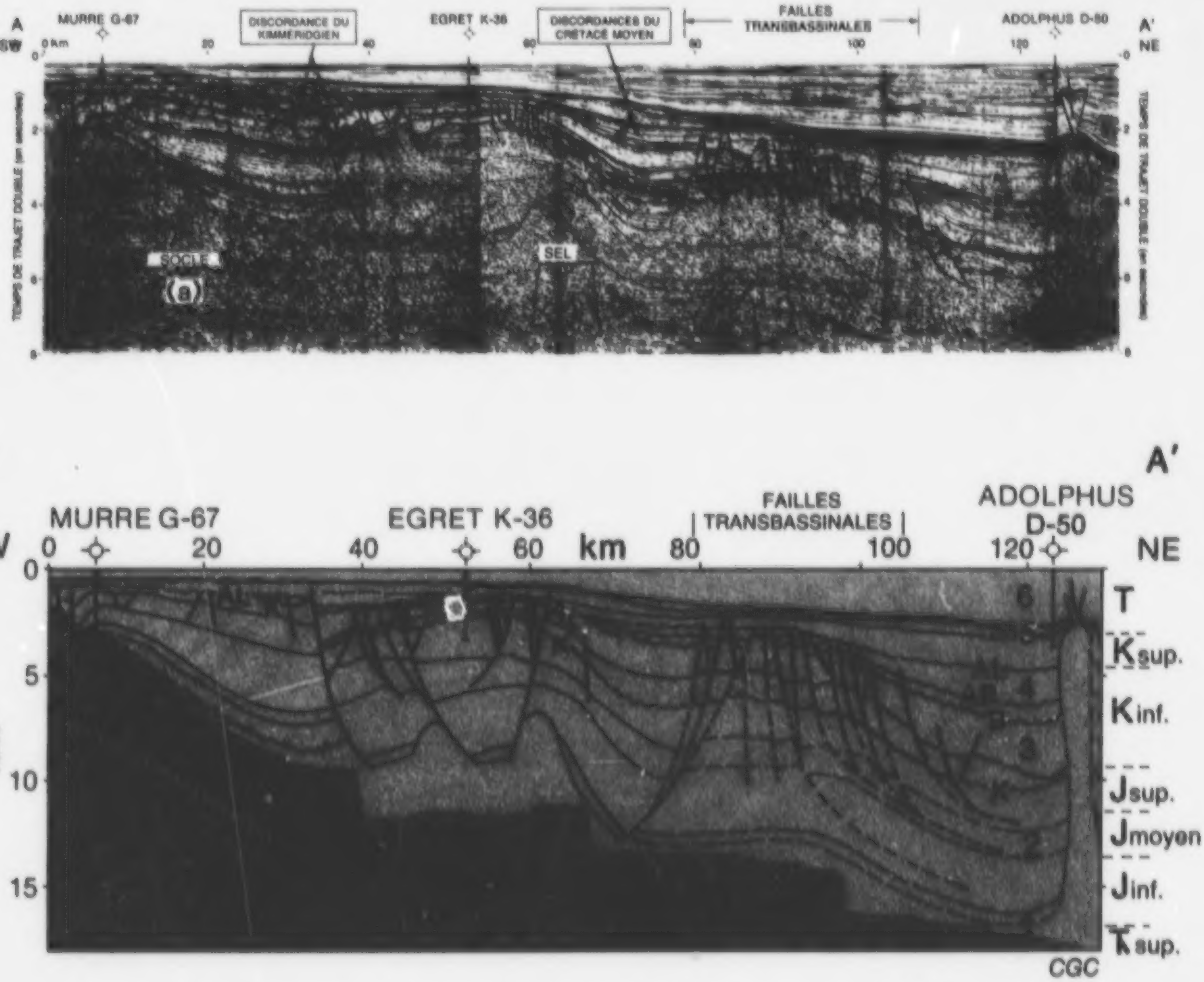


Figure 6-7. Profil sismique (a) et interprétation géologique (b), approximativement selon l'axe du bassin de Jeanne d'Arc (AA', fig. 6-6). Les détails sismiques marquants étudiés dans le présent chapitre sont : la discordance du Kimméridgien, qui présente les traces d'un ravinement important à proximité du puits Egret K-36; les trois discordances du Crétacé moyen, qui limitent deux séquences sismiques de remplissage à biseau d'aggradation; la zone de failles transbassinales qui s'étend du champ Hibernia au puits Ben Nevis I-45; l'importante faille située à environ 15 km au sud du puits Egret K-36, qui décale la discordance du Kimméridgien d'environ 1,2 s et qui est sus-jacente à une importante faille du socle. (Profil sismique NF 79-112, information fournie par Geophysical Service Incorporated). La stratigraphie du Mésozoïque-Cénozoïque est divisée en six séquences sédimentaires (1 à 6), qui peuvent être corrélées avec l'histoire géologique de la marge continentale de Terre-Neuve. Dans la figure 6-b, les unités chronostratigraphiques sont représentées par des lettres. Voir à la figure 6-5 une explication des discordances identifiées par les lettres K, B, AP et AL.

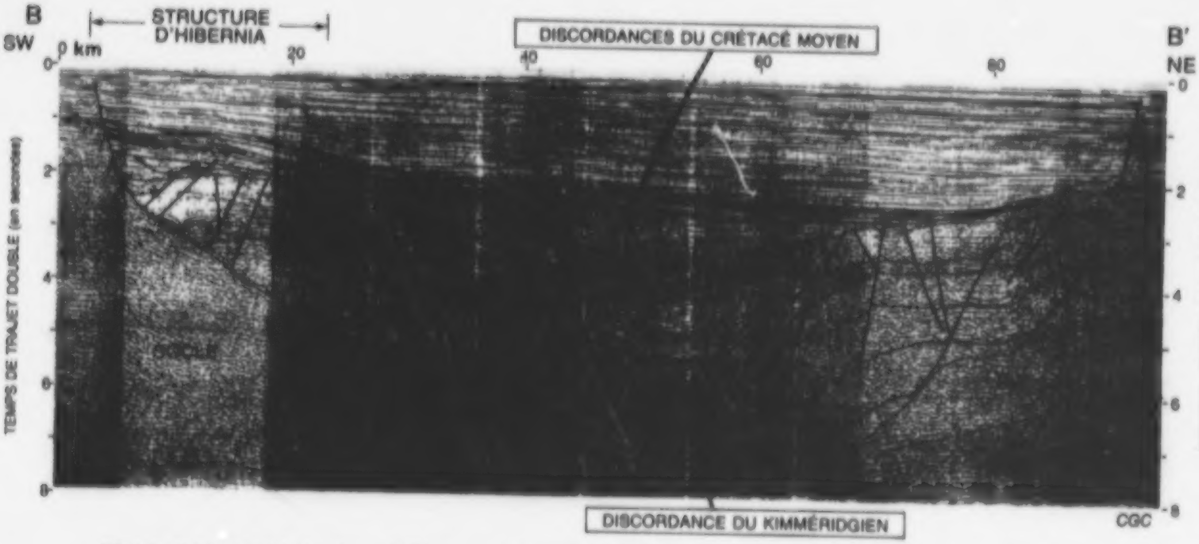


Figure 6-8. Profil sismique (BB', fig. 6-6) traversant le bassin de Jeanne d'Arc, depuis la plate-forme de Bonavista jusqu'au complexe de la dorsale externe à proximité du puits Trave E-87. La plate-forme de Bonavista se compose de métasédiments et de roches ignées du Paléozoïque. Le complexe de la dorsale externe comprend des roches sédimentaires structurées du Jurassique, équivalentes à celles du bassin, et il est sus-jacent, en partie, à des unités salifères. La structure d'Hibernia est un vaste anticlinal de rebroussement (rollover) jouxtant une grande faille listrique normale, qui délimite le flanc ouest du bassin. L'épaississement vers l'ouest de la séquence crétacée à l'aplomb de la structure d'Hibernia reflète la période de croissance maximale des failles. (Profil sismique NF 79-114, information communiquée par Geophysical Service Incorporated).

marges passives relativement simples au sud-est et au nord-ouest, mais aussi le fait que tous les puits ont été initialement forés au-dessus ou près de l'axe du soulèvement d'Avalon, et sur des structures salifères diapiriques où manquait une grande partie de la séquence sédimentaire.

Avant la découverte du champ pétrolier Hibernia en 1979, la nomenclature stratigraphique de la plate-forme Néo-Écossaise était étendue aux Grands Bancs. La figure 6-9 montre le développement dans le temps de la terminologie lithostratigraphique appliquée à cette région. Les descriptions antérieures de la stratigraphie ont été faites par Bartlett et Smith (1971) et Sherwin (1973).

La découverte du champ pétrolier Hibernia a donné lieu à la période actuelle d'intense exploration du bassin de Jeanne d'Arc, et les puits récents ont traversé une séquence stratigraphique plus complète, en particulier une séquence crétacée mieux développée. Quatre nouvelles unités lithostratigraphiques ont été introduites de façon informelle par Arthur et al. (1982) dans les réservoirs productifs du bassin de Jeanne d'Arc. Grant et al. (1986a, b) ont fait la synthèse des usages stratigraphiques antérieurs et des analyses biostratigraphiques jusque-là non publiées, mais n'ont pas introduit de nouvelles unités. Dans le présent chapitre, les auteurs ont utilisé la nomenclature lithostratigraphique qu'illustre la figure 6-10.

Socle pré-mésozoïque

Des roches pré-mésozoïques ont été rencontrées dans des carottages peu profonds et dans des puits d'exploration pétrolière sur la marge continentale autour de Terre-Neuve, et ont été reconnues par des méthodes géophysiques. Ces lithologies comprennent, entre autres, des roches sédimentaires, métasédimentaires et ignées du Précambrien et du Paléozoïque.

En plusieurs endroits du bassin de la Baleine et du sous-bassin de la Baleine Sud (Barss et al., 1979), et dans le puits Blue H-28 du bassin de Terre-Neuve Est (M.S. Barss, communication personnelle, 1983), les forages ont traversé des roches clastiques et évaporitiques du Carbonifère. La présence de ces terrains indique que les sous-bassins situés sous la discordance des Grands Bancs (fig. 6-2) sont apparus au moins dès le Paléozoïque tardif, et leurs directions reflètent probablement la fabrique géologique des roches plus anciennes du « socle » appalachien (par exemple Haworth, 1981).

La géologie et la distribution de ces roches sont étudiées en détail au chapitre 4.

Roches ignées du Mésozoïque

Des roches ignées du Mésozoïque sont distribuées sporadiquement au large des côtes de Terre-Neuve, et sur l'île même (fig. 6-11, tableau 6-1). La datation radiométrique et stratigraphique de ces terrains suggère qu'il y a eu deux épisodes distincts d'activité volcanique qui témoignent des grandes périodes de « rifting » associées à la rupture continentale et au relâchement de l'état de tension concomitant.

Les coulées basaltiques observées dans les puits Cormorant N-83 et Spoonbill C-30, et les dykes de diabase

observés dans la péninsule d'Avalon à Terre-Neuve ont un âge d'environ 200 Ma. Ils se situent apparemment dans la période d'activité ignée qui a précédé (d'environ 20 Ma) le début de l'expansion du fond marin au Jurassique moyen (180 Ma) dans la région centrale de l'Atlantique Nord (Pe-Piper et Jansa, 1986). Des roches volcaniques datant du Trias tardif au Jurassique précoce ont aussi été décrites dans les régions du Connecticut et de la Nouvelle-Écosse (Hodych et Hayatsu, 1980).

Toutes les autres roches ignées découvertes de Terre-Neuve sont d'âge crétacé précoce. Il existe à grande échelle sur la marge du Labrador des roches volcaniques d'âge similaire (voir le chapitre 7); elles ont été signalées au nord jusqu'au bassin de Sverdrup (Balkwill et Fox, 1982). La formation de ces roches est peut-être associée au début de la phase de rifting dans la mer du Labrador, au Berriasien-Valanginien. Il semble que sur la marge de Terre-Neuve, l'activité volcanique ait cessé à la fin du Crétacé précoce, ce qui indiquerait le relâchement des contraintes de tension dans cette région.

Stratigraphie du Mésozoïque-Cénozoïque

La vaste base de données géologiques et géophysiques, accumulée depuis la découverte du champ pétrolier Hibernia en 1979, a permis de détailler de la façon suivante l'évolution tectonostratigraphique des Grands Bancs.

Les âges biostratigraphiques attribués aux successions sédimentaires et aux unités lithostratigraphiques décrites représentent une synthèse des âges provenant de diverses sources et méthodes. Les auteurs se sont principalement appuyés sur les associations palynologiques décrites par Barss et al. (1979) en même temps que sur le grand nombre de données inédites fournies par E.H. Davies. Des précisions supplémentaires ont été apportées par les interprétations d'âge basées sur l'étude des ostracodes et foraminifères (P. Ascoli, communication personnelle, 1986). Une synthèse détaillée faite par Davies (1986; voir aussi le chapitre 3) et Davies et McAlpine (résultats non publiés) de la corrélation biostratigraphique (palynologie) et lithostratigraphique de sept puits forés dans le champ pétrolier Hibernia a été étendue à plusieurs autres puits de bassin de Jeanne d'Arc, à l'aide d'une combinaison de techniques sismiques, lithostratigraphiques et biostratigraphiques. La géochronologie employée dans le présent chapitre est basée sur l'échelle chronologique établie pour la Décennie de la géologie nord-américaine (Palmer, 1983).

Les auteurs ont identifié plusieurs séquences sismiques régionalement corrélables, limitées par des événements sismiques primaires persistants sur une grande étendue. Une corrélation des bases de données lithostratigraphiques et biostratigraphiques avec les séquences géophysiques a permis de définir un cadre général de référence dans lequel la stratigraphie peut être subdivisée en six séquences sédimentaires distinctes. Ces séquences peuvent être corrélées, de façon approximative, avec des épisodes de rifting et d'expansion océanique et comparées à des séquences sédimentaires homotaxiques d'autres bassins bordant l'océan Atlantique.

À l'intérieur de chaque séquence, les strates sont le produit d'un seul épisode tectonique de l'histoire du développement de la marge continentale de l'Est du Canada. En bref, les séquences mésozoïques-cénozoïques des bassins extracôtiers de Terre-Neuve ont expérimenté deux périodes de rifting et de subsidence associées à l'expansion des fonds océaniques. Les deux périodes de subsidence sont séparées par un intervalle de calme tectonique, suivi d'une transition en deux phases à une subsidence de marge passive (fig. 6-5 et 6-7).

Les séquences suivantes peuvent être approximativement corrélées avec les quatre mégaséquences des Grands Bancs de Hubbard et al. (1985). Elles concordent aussi avec le scénario de l'évolution des bassins sédimentaires autour de l'Atlantique Nord, tel qu'étudié par Masson et Miles (1986b). Il existe cependant une différence entre l'interprétation que nous donnent les auteurs du début de la seconde période de subsidence du rift (Kimméridgien) et celle formulée par Tankard et Welsink (1988) qui font commencer cette phase du rift au Callovien. Ces derniers basent leur théorie sur l'hypothèse d'une « discordance majeure du Callovien tardif » et sur l'emploi du modèle de cisaillement simple établi par Wernicke (1985) pour expliquer la formation du bassin par une distension crustale, au cours de laquelle la déformation ductile de la plaque inférieure aurait précédé la déformation cassante de la plaque supérieure de 5 à 10 Ma. Les auteurs disposent de peu de preuves directes pour établir l'existence d'un épisode tectonique au Callovien tardif, et ne peuvent entièrement se fier au modèle de Wernicke pour expliquer la formation des bassins des Grands Bancs. Ils préfèrent interpréter les séquences sédimentaires d'après le style de sédimentation, et conclure que la discordance kimméridgienne et l'accumulation connexe de roches clastiques grossières signalent le début de la seconde phase de rifting.

Séquence 1 — Rift avorté, Trias tardif à Jurassique précoce

La séquence 1, qui recouvre le socle pré-mésozoïque, date du Trias tardif au Jurassique précoce et se compose de couches rouges, d'évaporites et de roches carbonatées déposées dans un système de rift autrefois cohérent, qui s'était développé entre l'Amérique du Nord et le Groenland, d'une part, et entre l'Europe et l'Afrique, d'autre part, et s'étendait jusque dans la région de la mer du Nord actuelle. Il existe des faciès similaires sur la plate-forme Néo-Écossaise, dans la mer Celte, dans les approches sud-ouest des îles Britanniques et dans les bassins méridionaux de la mer du Nord.

Les formations d'Eurydice, Osprey, Argo et Iroquois constituent cette première séquence (fig. 6-5, 6-10, 6-12). Les lithologies dominantes sont des roches clastiques rouges (Formation d'Eurydice), de la halite (formations d'Osprey et d'Argo), de la dolomie anhydritique, et des calcaires oolitiques et bioclastiques (Formation d'Iroquois). Ces roches témoignent d'une séquence verticale de milieux de sédimentation, qui reflète l'arrivée graduelle d'eaux marines normales en provenance de la Téthys. De ces lithologies, les auteurs ont déduit l'existence des milieux de sédimentation suivants : continental et aride; bassins évaporitiques à circulation fermée; sebkhas littorales; estrans et lagunes à circulation fermée; et mer néritique peu profonde. Une mince unité de coulées basaltiques subaériennes a été traversée durant le forage des puits Cormorant N-83 et Spoonbill C-30 entre les couches salifères d'Osprey et d'Argo. Il est possible de suivre ce basalte, qui manifeste sa présence par une anomalie sismique proéminente, dans une grande partie du segment méridional du bassin.

Figure 6-9. Comparaison de la terminologie stratigraphique employée par divers auteurs relativement aux roches mésozoïques des Grands Bancs (voir à la figure 6-10 les détails relatifs au bassin de Jeanne d'Arc).

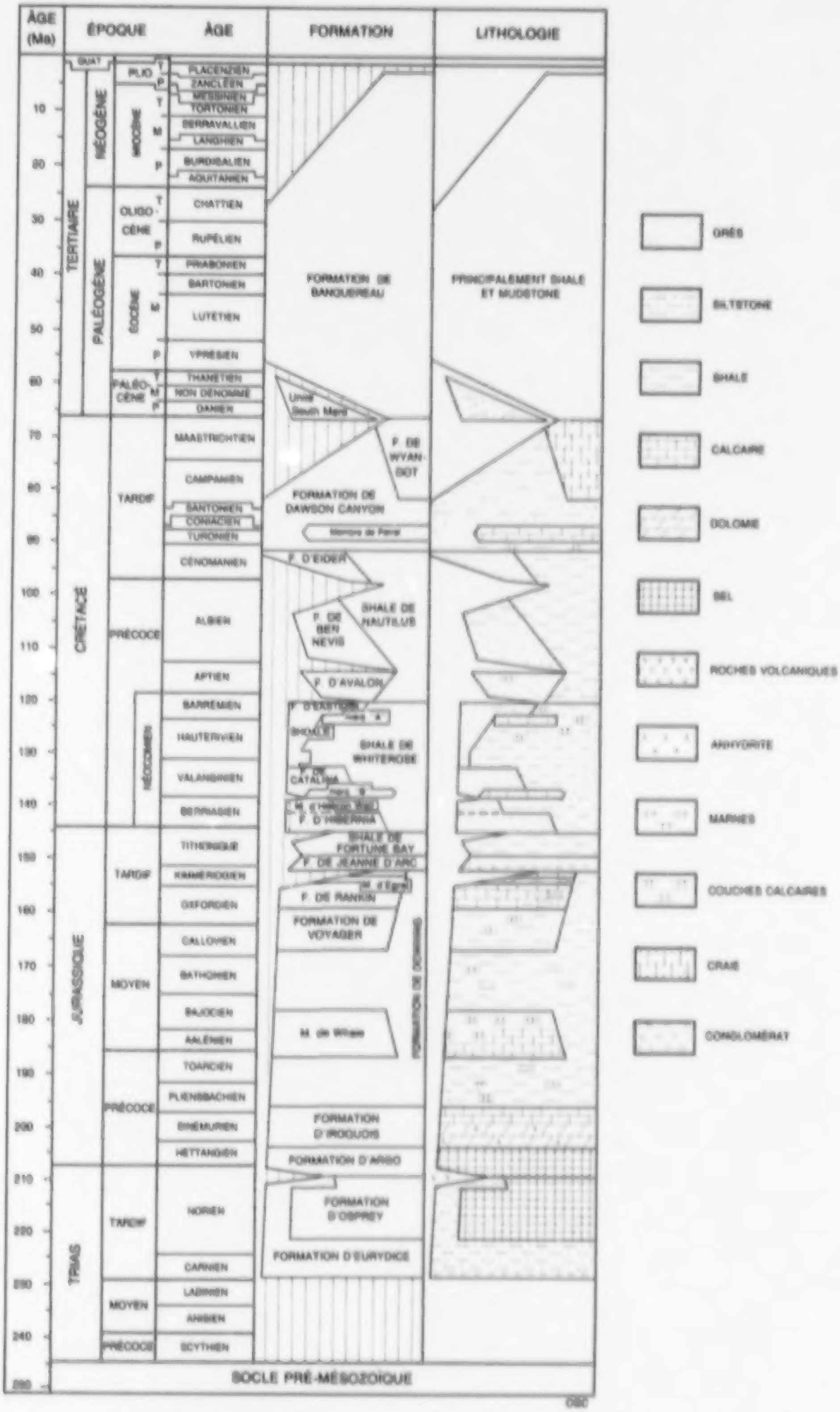


Figure 6-10. Diagramme lithostratigraphique du bassin de Jeanne d'Arc.

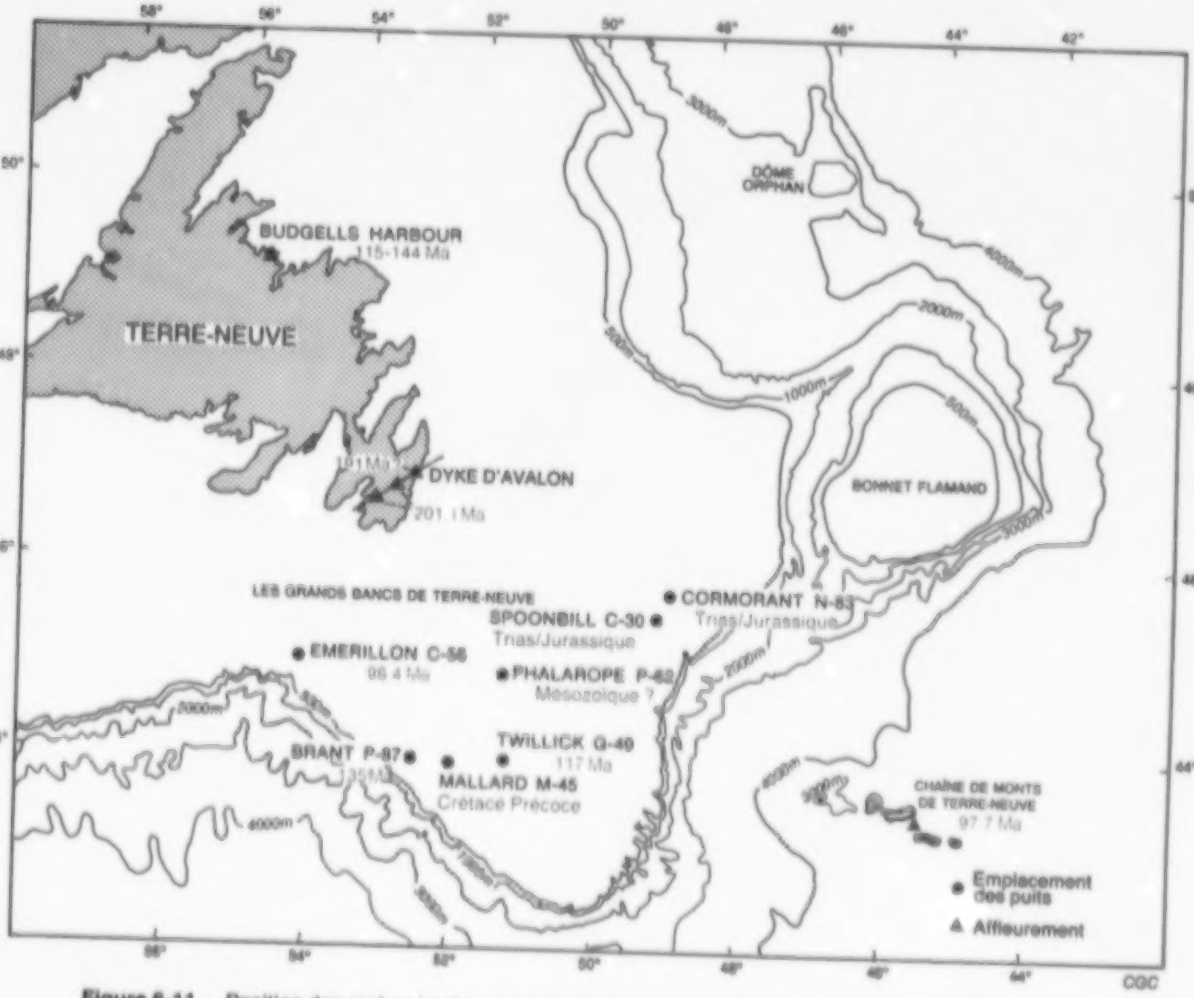


Figure 6-11. Position des roches ignées connues du Mésozoïque. Les chiffres indiquent les âges radiométriques absolus exprimés en millions d'années. Les points et triangles désignent respectivement les sondages de subsurface et les affleurements.

D'après leur position stratigraphique, il semble que les basaltes datent du Trias terminal et se soient formés pendant une vaste éruption liée au début du rifting.

Séquence 2 — Bassin épicontinental, Jurassique précoce à tardif

Au Jurassique précoce le dépôt de roches clastiques marines et continentales a dominé la sédimentation sur la plate-forme Néo-Écossaise et sur la partie nord-ouest de la marge africaine, reflétant peut-être l'apparition d'un rift et le début de l'expansion des fonds océaniques dans cette région. Il semble toutefois que le rifting ait avorté au nord de la zone de fracture de Terre-Neuve, le long de la bordure sud-ouest des Grands Bancs, qui selon Auzende et al. (1970) serait une marge transformante. La séquence 2 se compose principalement de shales marins et de calcaires peu profonds d'âge jurassique précoce à tardif, qui se sont déposés dans une vaste mer épicontinentale qui avait ennoyé l'ancienne topographie du rift. Des vestiges de ces dépôts subsistent dans les bassins des Grands Bancs, la mer Celte, au sud de l'Angleterre et dans la partie sud de la mer du Nord.

Cinq unités stratigraphiques cartographiables à l'échelle régionale à l'intérieur de la séquence sont divisées en trois formations et deux membres (fig. 6-5, 6-10, 6-12). Tous les contacts entre les formations semblent graduels et concordants à l'échelle régionale, même s'il existe parfois des discordances locales résultant d'une mobilisation du sel sous-jacent.

La Formation de Downing est une épaisse unité hétérogène, qui présente des lithofaciès grossièrement divisés en un shale inférieur, un calcaire intermédiaire (Membre de Whale) et un shale supérieur. Le développement relatif de ces faciès varie de façon régionale, et les limites lithostratigraphiques sont probablement diachrones à l'intérieur de l'unité. Le shale inférieur est gris, plus ou moins calcaire et marneux et localement silteux. Des

Tableau 6-1. Résumé de l'activité ignée du Mésozoïque à Terre-Neuve et dans la zone extracôtière.

EMPLACEMENT	TYPE DE ROCHE	ÂGE	MÉTHODE	REMARQUES	RÉFÉRENCE
DORSALE DE L'ANOMALIE J (Site 384 du DSDP)	Basalte (Tholéiite abyssale)	106 ± 4 Ma 68 ± 5 Ma	Analyse K/Ar de la roche totale Analyse $^{40}Ar/^{39}Ar$ de la roche totale	Concorde avec l'âge des nannofossiles Concorde avec les résultats de Van Hinte (1976)	Houghton et al. (1979)
CHAINE DE MONTS DE TERRE-NEUVE	Basaltes alcalins et trachyte	97.7 ± 1.5 Ma	Analyse $^{40}Ar/^{39}Ar$ de la roche totale	Échantillon prélevé par dragage	Sullivan et Keen (1977)
GRANDS BANCS					
Emerillon C-56	Dyke dioritique	98.4 ± 3.8 Ma	Analyse K/Ar de la roche totale	2975-2996 m	Jansa et Pe-Piper (1986)
Twillick G-49	Coulée subaérienne de diabase porphyrique	117 ± 5 Ma	Analyse K/Ar de la roche totale	1266-1301 m	Amoco (1974)
Brant P-87	Coulées et pyr. basalt. F.-couches ou coulées diab.	Barrémien 135 ± 6 Ma	Biostratigraphie Analyse K/Ar r.t.	2843-2898 m 3460-3588 m	Amoco (1974)
Cormorant N-83	Coulée basaltique subaérienne	Tr/J	Biostratigraphie	2940-2975 m	Grant et al. (1986a)
Spoonbill C-30	Coulée basaltique subaérienne	Tr/J	Biostratigraphie	1514-1565 m	Grant et al. (1986a)
Mallard M-45	Rhyolite, trachyte, andésite, coulées et roches pyroclastiques basaltiques	Néocomien	Biostratigraphie	2268-3149 m	Amoco (1973b)
Phalarope P-62	Dyke ou filon-couche mafique	Mésozoïque ?	Affinités pétrologiques	3074-3087 m En intrusion dans des méta-sédiments du Paléozoïque	Hede (communication personnelle, 1976)
RÉGIONS ÉMERGÉES DE TERRE-NEUVE					
Linéament aéromagnétique de la péninsule d'Avalon	Dykes de diabase	191? Ma 201.1 ± 2.6 Ma	Isochrone K/Ar Isochrone K/Ar	2 échantillons d'affleurements 7 échantillons d'affleurements Roche hôte précambrienne	Hodych et Hayatsu (1980)
Budgells Harbour					
a) Dykes de lamprophyre	Dykes de lamprophyre	115 ± 20 Ma 129 ± 7 Ma 144 ± 12 Ma	Hornblende K/Ar Biotite K/Ar Biotite K/Ar	3 échantillons d'affleurements Roche hôte ordovicienne	Wanless et al. (1965 and 1967) Strong et Harris (1974)
b) Amas volcanique (stock)	Pluton ultra mafique alcalin	135 ± 6 Ma 139 ± 9 Ma	Biotite K/Ar	2 échantillons d'affleurements Roche hôte ordovicienne	Helwig et al. (1974)

CGC

wackestones et packstones bioclastiques et pelletoïdes contenant de rares lits riches en oolites dominent le Membre de Whale. Le shale supérieur est gris et calcaire et contient sporadiquement des lits de siltstone et de grès à grain fin, qui deviennent plus fréquents dans la partie supérieure de la formation. Un examen de ces roches suggère qu'elles se sont formées dans un milieu de mer épicontinentale, de faible énergie, dans un contexte tectonique stable dominé par des fluctuations eustatiques du niveau marin. Les calcaires se sont déposés dans un milieu moins profond, de plus haute énergie, durant une période de régression au début du Jurassique moyen. Le contact supérieur avec la Formation de Voyager, rencontré dans les puits Murre G-67 et Rankin M-36, est graduel (fig. 6.-12).

La Formation de Voyager se compose de grès quartzeux fin à moyen, accompagné de quantités moindres de calcaire oolitique, de shale brun rougeâtre et de charbon, qui indiquent un milieu littoral à margino-marin. Le taux de sédimentation a été faible, et indique une réduction de profondeur et le comblement de la mer épicontinentale.

La Formation de Rankin du Jurassique supérieur se compose de calcaires oolitiques d'eau peu profonde et de quantités secondaires de grès quartzeux très fin à fin. Les grès et shales dominent davantage au nord du réseau de failles transbassinales entre les champs pétroliers Hibernia et Ben Nevis. Le Membre d'Egret de la Formation de Rankin est une unité distinctive composée de shale, du Kimméridgien moyen, de 75 à 150 m d'épaisseur. Il se compose de shale gris à brun, carboné et calcaire. Dans certains secteurs, les interstratifications marneuses sont fréquentes. La teneur en carbone organique est très élevée, entre 3 et 9 %. Ceci indique un milieu de dépôt néritique peu profond à circulation fermée, et de lagune saumâtre. Comme il en sera question plus loin, cet intervalle représente la roche mère du pétrole dans le bassin de Jeanne d'Arc. Les données pétrographiques et géochimiques indiquent que le Membre d'Egret s'épaissit, dans le bassin, vers le nord-est, où il s'est déposé en milieu marin plus ouvert. Dans le puits Eider M-75, situé dans le bassin de la Baleine, au sud-est, les sédiments du même âge sont de type continental. Ceci est la première indication du bombement régional qui a créé le soulèvement d'Avalon.

Séquence 3 — Phase tardive du rift, Jurassique terminal et Néocomien

La base de la séquence 3 correspond à une importante discordance du Jurassique tardif d'âge Kimméridgien moyen. Cette discordance est apparentée à la phase initiale du soulèvement d'Avalon, par conséquent à la reprise du rifting entre l'Amérique du Nord et l'Europe, qui s'est poursuivi tout au long du Néocomien. Le rifting et la subsidence à l'échelle régionale coïncidaient avec le soulèvement vertical. La sédimentation antérieure, dominée par des shales

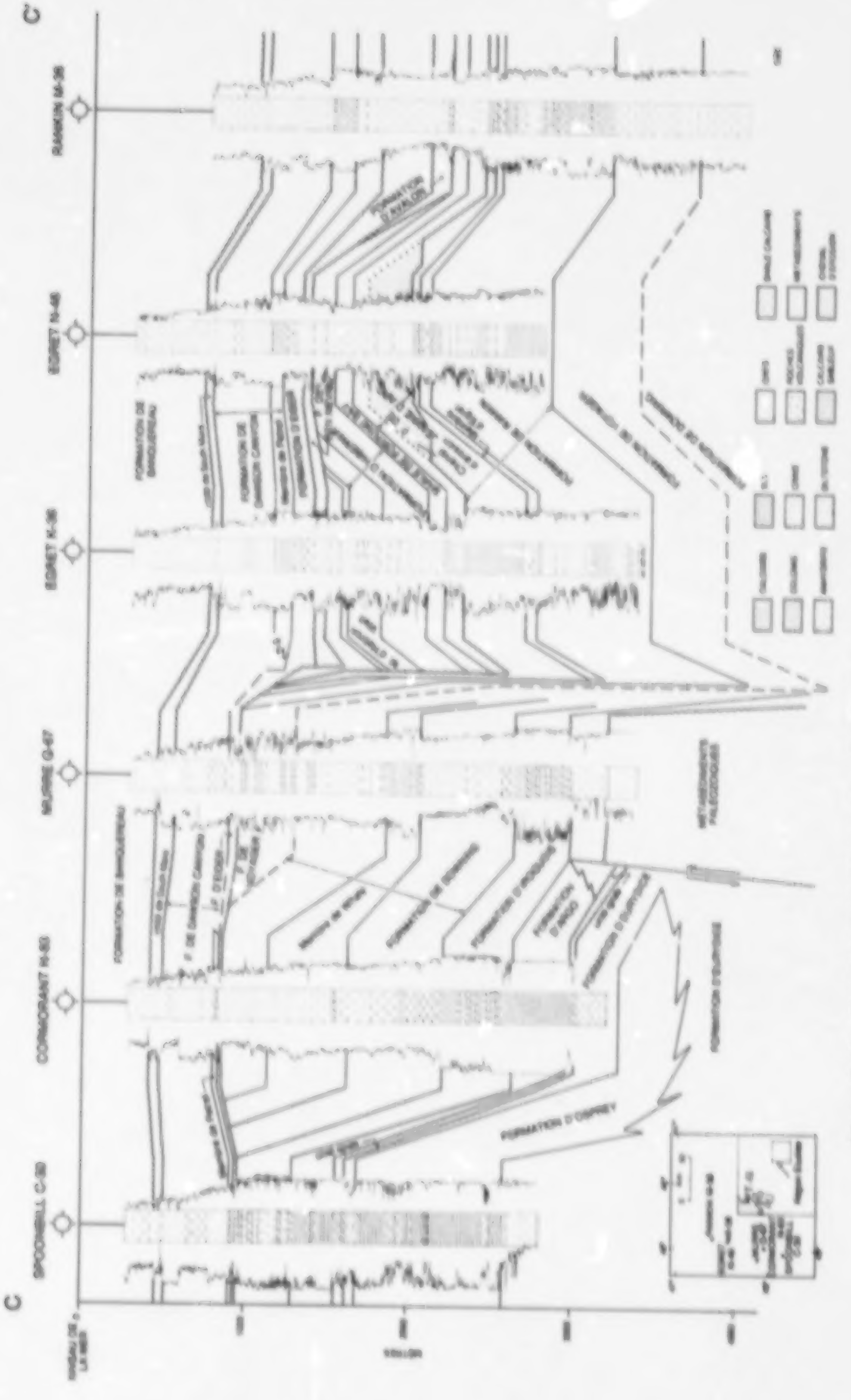


Figure 6-12. Diagraphies électriques et corrélations lithostratigraphiques, du puits Spoonbill C-30 au puits Rankin M-36. L'importante faille séparant les puits Murre G-67 et Egret K-36 présente un rejet vertical de plus de 2 km (voir la figure 6-7).

les et des roches carbonatées déposés dans une mer épicontinentale, a fait place à une séquence typique de rift dominée par des roches clastiques dans le graben en formation sur les flancs du soulèvement d'Avalon. Ceux-ci comprenaient le sous-bassin de la Baleine Sud et les bassins de Carson et de Jeanne d'Arc. Cependant, le soulèvement s'est produit tout d'abord le long de l'axe du soulèvement d'Avalon, qui a été érodé. Hubbard et al. (1985) ont suggéré que dans le bassin de Jeanne d'Arc, la subsidence survenue au Crétacé précoce avait été influencée par un système de rift de direction nord-ouest, qu'ils ont appelé « système du rift du Labrador ». L'importante faille transbassinale de direction nord-ouest, située au sud des puits Egret, présente un rejet vertical d'environ 2 km et est sus-jacente à une importante faille du socle (fig. 6-7). Les mouvements survenus sur les deux failles ont débuté près de la base de la séquence 3 au tout début du Crétacé. Ils coïncident avec le début du rifting et de l'activité volcanique sur la plate-forme du Labrador (voir le chapitre 7). Ainsi, la chronologie et l'orientation de cette faille parallèle aux bassins mésozoïques de la plate-forme du Labrador suggèrent une superposition du régime de tensions de la région des Grands Bancs et de la peninsule Ibérique à celui de la mer du Labrador, ce qui a accentué la subsidence et compliqué la stratigraphie de cette séquence de rift du Crétacé inférieur.

Dans le bassin de Jeanne d'Arc, le taux moyen de sédimentation qui était de 11 ou 12 cm/ka entre le Jurassique moyen et le début du Jurassique tardif a presque doublé, atteignant 20 cm/ka au début de la séquence 3. La vitesse de subsidence du bassin était initialement élevée, mais a rapidement diminué. La stratigraphie des bassins marginaux de la péninsule Ibérique et de la mer Celte témoigne aussi de cette vitesse de subsidence initialement élevée et de la sédimentation clastique grossière qui lui est associée. Ces sédiments sont l'équivalent homotaxique de la Formation de Missisauga sur la plate-forme Néo-Écossaise. Le bassin a été comblé par divers sédiments: dépôts de cône alluvial fluviatile et de cône de déjection de la Formation de Jeanne d'Arc; sédiments de plaine côtière et de sommet de delta ainsi que de front de delta et de prodelta de la Formation d'Hibernia; faciès de baie de bras de delta, et faciès de zone infratidale marine peu profonde de la Formation de Catalina; et grès et siltstones d'estuaire et d'estran de la Formation d'Eastern Shoals (fig. 6-5, 6-10, 6-13).

La région source de ces sédiments était le soulèvement d'Avalon au sud et la plate-forme de Bonavista et le complexe de la dorsale extrene à l'ouest et à l'est. Dans l'ensemble, les sédiments deviennent plus fins vers le haut, et sont interprétés comme reflétant une pénéplanation graduelle des régions sources, ainsi que la mise au jour et l'érosion de roches jurassiques progressivement plus anciennes et plus fines.

Deux marqueurs calcaires existent dans la séquence 3; ce sont les calcaires oolitiques et bioclastiques des horizons marqueurs « B » et « A ».

Les unités gréseuses sont verticalement isolées les unes des autres par les shales de Fortune Bay et de Whiterose, qui se sont déposés alors que les régions sources étaient relativement peu élevées, ou durant des périodes de haut niveau marin et des transgressions marines associées. Parmi ces shales, ceux de Fortune Bay, qui sont latéralement continus, jouent un rôle important parce qu'ils constituent la roche couverture qui maintient la surpression dans le bassin.

Séquence 4 — Transition à la dérive continentale — Phase I, Barrémien à Cénomanien

Les unités silicoclastiques de la séquence 4 (fig. 6-5, 6-10, 6-13) se sont probablement déposées durant la transition de la phase de rifting à la séparation des continents et à la formation d'une croûte océanique entre les Grands Bancs et la péninsule Ibérique. À cette époque, a peut-être eu lieu un début d'expansion des fonds océaniques entre les Grands Bancs et le nord de l'Europe.

La séquence de la fin du Crétacé inférieur est contemporaine de la Formation de Logan Canyon située sur la plate-forme Néo-Écossaise, et stratigraphiquement semblable à celle-ci. La subsidence du bassin et la sédimentation avaient décliné durant le Néocomien. Au Barrémien terminal et à l'Aptien, la subsidence avait lentement repris, mais l'arrière-pays était encore relativement bas, et les sédiments initiaux de la Formation d'Avalon se composaient de grès estuariens à grain fin, et de shales de lagune et d'estran. La base de cette séquence correspond à un événement sismique facilement identifiable. Même si elle apparaît comme une surface d'érosion sur les marges du bassin et au-dessus des structures locales, elle se présente généralement comme une surface de recouvrement en avancée sur les profils sismiques (fig. 6-7).

Dans plusieurs puits, se trouve une unité à mudstones rouges dans la partie inférieure de la Formation d'Avalon, immédiatement au-dessus de la discordance du Barrémien. Ce mudstone rouge émerge localement, contient des radicelles, et correspond à une période de sédimentation très lente et peut-être intermittente. L'unité est équivalente au Membre de Naskapi de la Formation de Logan Canyon. La Formation d'Avalon étudiée ici est équivalente au membre d'Avalon tel que défini de façon informelle dans le puits Chevron-Hibernia P-15 (Arthur et al., 1982).

La direction générale des failles transbassinales et les sédiments de la Formation de Ben Nevis témoignent d'une période de déformation du bassin. Une coupe transversale (fig. 6-7) montre que la plupart des failles ont été actives à l'Albien, niveau qui se situe entre les discordances intermédiaire et supérieure à l'intérieur de la séquence 4. Ces discordances datent de l'Aptien tardif et de l'Albien tardif. Cette période de déformation était la dernière à toucher le bassin de Jeanne d'Arc, et correspond chronologiquement (aux environs de 110 Ma) au début de l'expansion des fonds océaniques entre les Grands Bancs et la péninsule Ibérique (voir le chapitre 8). La discordance de l'Aptien tardif présente une relation angulaire très marquée à la fois près des marges du bassin et au-dessus des structures. Il n'y a pas d'indice sismique apparent de mouvements tectoniques ayant impliqué le socle pendant cette période; tous les dérangements de la séquence sédimentaire peuvent s'expliquer par le fluage du sel. Un grand nombre des failles caractérisées par cette direction générale transbassinale paraissent listriques en profondeur, mais les données sismiques obtenues sont difficiles à interpréter (fig. 6-7), et même si le plan de chevauchement inférieur de quelques failles se situe dans des couches de sel, la plupart des failles semblent limitées aux strates plus récentes et leur plan de chevauchement inférieur se situe dans des shales jurassiques en surpression.

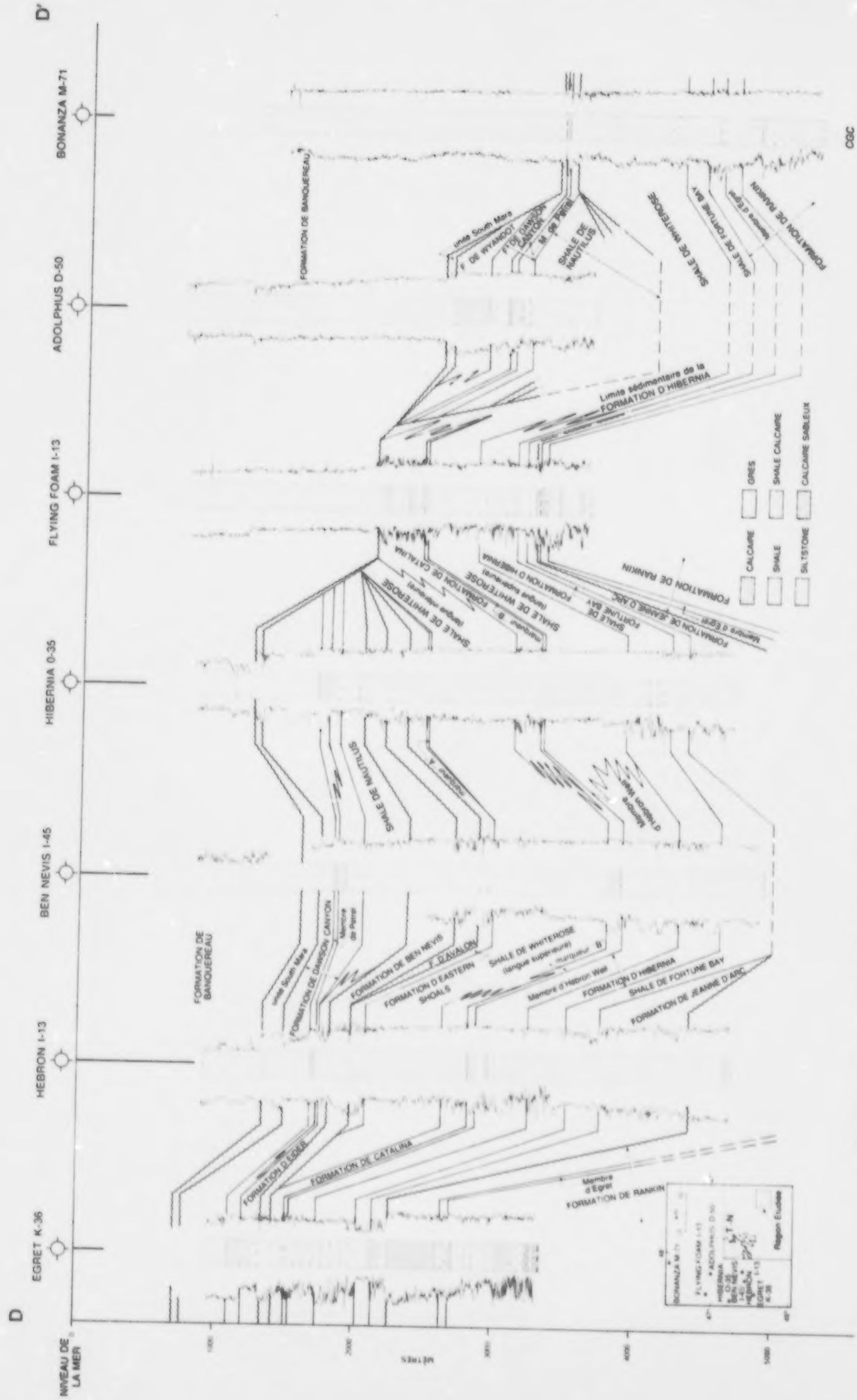


Figure 6-13. Diagraphies électriques et corrélations lithostratigraphiques, du puits Egret K-36 au puits Bonanza M-71.

La Formation de Ben Nevis est un dépôt syntectonique apparenté à cette phase d'évolution du bassin. L'analyse des faciès indique que la Formation de Ben Nevis se compose de sables de chenaux estuariens peu profonds et de sables d'estran. Les sédiments provenaient des marges du bassin, et localement de blocs faillés surélevés. Le remaniement et le vannage des sables à l'emplacement de ces blocs, en particulier selon la direction transbassinale, ont contribué de façon importante à produire des dépôts sableux favorables à la formation de réservoirs d'hydrocarbures.

La discordance de l'Albien tardif, au sommet de la Formation de Ben Nevis, témoigne d'une érosion moins importante que la discordance de l'Aptien tardif. On n'observe de forte angularité que sur les marges du bassin et audessus des structures les plus proéminentes de ce bassin. En un sens, la discordance représente un niveau de base créé par le comblement syntectonique et le biseautage des structures de l'Albien. Dans la zone de dépôt maximal, un biseau d'aggradation bien marqué peut être observé sur les profils sismiques indiquant ainsi que le bassin était soumis à une subsidence plus rapide que le remblaiement sédimentaire. La partie sud du bassin était tectoniquement stable. À cet endroit, la Formation d'Eider se compose de grès et conglomérats de couleur brun et rougeâtre, de granulométrie moyenne à grossière, déposés dans un milieu sédimentaire de type continental à margino-marin. Plus au nord, se sont déposés les marnes et les shales et siltstones d'eau peu profonde qui composent le Shale de Nautilus.

Séquence 5 — Transition à la dérive continentale — phase II, Crétacé tardif et Paléocène

La séquence 5 témoigne de la phase finale de la transition à un cadre de marge continentale passive. La séparation complète des Grands Bancs et de l'Europe du Nord a probablement eu lieu pendant cette période. Les apports sédimentaires ont été intermittents et ont créé des séquences deltaïques se recouvrant les unes les autres, avec turbidites distales. Des calcaires crayeux d'eau profonde se sont déposés lorsque la subsidence a été plus rapide que les apports sédimentaires. Les discordances du Crétacé tardif et du Tertiaire correspondent respectivement, dans la chronologie, à la rupture entre le Labrador et le Groenland, et entre le Groenland et le nord de l'Europe.

Les sédiments marins transgressifs d'âge turonien et cénomanien, dans la partie inférieure de la Formation de Dawson Canyon, se composent principalement de shales, accompagnés de quelques siltstones et de grès, et déposés dans un milieu néritique. Le Membre de Petrel, de composition crayeuse, s'est déposé dans un environnement infranéritique à la fin de cette période. Durant le Sénonien (Coniacien-Maastrichtien), des clinoformes progradants observés sur les profils sismiques indiquent des apports sédimentaires à partir de l'ouest, qui ont formé un biseau clastique de recouvrement en retrait (offlap) (fig. 6-8). Dans la zone de dépôt maximal du bassin, les sédiments équivalents sont les calcaires infranéritiques, de type crayeux, de la Formation de Wyandot.

Le sommet du Crétacé supérieur est occupé par une discordance caractérisée par un important ravinement dans la Formation de Dawson Canyon sous-jacente (fig. 6-8). L'unité sus-jacente de South Mara, d'âge paléocène, se compose de sables de front de delta et de turbidites prodeltaïques.

Séquence 6 — Marge passive, Tertiaire

Dès l'Éocène, les apports sédimentaires avaient diminué, et les Grands Bancs étaient entourés de la croûte océanique de l'océan proto-Atlantique. La subsidence thermique et l'inclinaison de la marge passive vers la mer ont permis le dépôt des shales néritiques profonds de la Formation de Banquereau.

La séquence 6 est dominée par des sédiments néritiques à grain fin déposés dans un cadre de vraie marge passive. Les données paléoenvironnementales provenant de la séquence tertiaire recoupée par les puits du bassin de Terre-Neuve Est indiquent une transition, durant l'Oligocène, de milieux sédimentaires bathyaux et néritiques profonds, à des milieux néritiques de faible profondeur (Gradstein et Williams, 1981). Le niveau marin a chuté à nouveau pendant le Miocène moyen à tardif, et une vaste portion des Grands Bancs a peut-être été exposée à des conditions subaériennes. Pour l'instant, il est difficile de clairement distinguer les épisodes d'érosion et de sédimentation qui caractérisent cette régression, des effets ultérieurs de l'abaissement du niveau marin au Pléistocène. La séquence la plus épaisse de sédiments tertiaires se trouve dans le bassin de Terre-Neuve Est, où son épaisseur dépasse localement 4 km, comme observé dans le puits Sheridan J-87.

Commentaires

En résumé, la stratigraphie du Mésozoïque des régions extracôtières de Terre-Neuve représente une réponse complexe aux phases prolongées de rifting et de rupture du supercontinent de la Pangée entre le Trias tardif et la fin du Crétacé. Par contre, la stratigraphie du Cénozoïque représente une réponse relativement simple à une subsidence de marge passive après la rupture. Les sédiments témoignent de deux périodes de tectonique de distension, séparées par une période de stabilité tectonique. La période finale de rifting a été suivie d'une transition en deux étapes menant au cadre tectonique de marge passive.

Il est possible de décrire de façon satisfaisante la colonne sédimentaire à l'aide de six séquences sédimentaires (sismostratigraphiques) liées à l'ouverture de l'océan Atlantique et de la mer du Labrador. La première séquence sédimentaire (rift avorté) comprend des couches rouges, des évaporites et des roches carbonatées margino-marines déposées dans un système de rift apparemment cohérent, d'âge triasique tardif à jurassique précoce qui couvrait l'étendue de la Pangée et précédait la formation de la croûte océanique.

Les plaques nord-américaine et africaine ont commencé à se séparer durant le Jurassique précoce (voir les chapitres 2 et 5), mais au nord de la zone de fracture de Terre-Neuve, la phase de rifting a avorté avant la formation de la croûte océanique. La seconde séquence sédimentaire (bassin épicontinental) comprend des shales marins normaux et des calcaires accompagnés de quelques roches silicoclastiques à grain fin, déposés dans une mer épicontinentale transgressive sur le terrain précédemment soumis au rifting.

Le bombement du soulèvement d'Avalon et une seconde phase de rifting ont commencé à la fin du Jurassique, et cette phase de rifting a persisté jusqu'à la fin du Néocomien. La sédimentation associée, survenue sur les flancs du soulèvement d'Avalon et dans le graben en

formation, a été dominée par le dépôt des sables et boues de la troisième séquence sédimentaire (phase tardive du rift) qui contient un grand nombre des réservoirs prouvés d'hydrocarbures dans le bassin de Jeanne d'Arc. L'érosion de la partie centrale du soulèvement d'Avalon a eu lieu pendant toute la période de dépôt de la séquence tardive du rift, et a été l'un des principaux épisodes de la formation de la pénéplaine marquée appelée discordance d'Avalon.

Les séquences sédimentaires 4 et 5 (transition à la dérive continentale — phase I et phase II) occupent respectivement les périodes allant du Barrémien au Cénomanien et du Crétacé tardif au Paléocène. Ces séquences complexes se sont déposées dans un contexte tectonique en rapide évolution, impliquant la formation de nombreuses discordances, et témoignent de la formation de la croûte océanique au nord, depuis la zone de fracture de Terre-Neuve jusqu'à la mer du Labrador. La séquence 4 se compose de roches silicoclastiques de milieu marin peu profond à margino-marin déposées dans des milieux lagunaires, intertidaux et estuariens. Les roches marines de milieu plus profond de la séquence 5 se sont déposées sous forme de lobes deltaïques formant un recouvrement en retrait ainsi que de turbidites distales. Des calcaires crayeux d'eau profonde se sont formés pendant des périodes de transgression marine.

Les sédiments de la séquence 6 (marge passive) se sont déposés dans un contexte de marge passive, après que la marge de Terre-Neuve ait été entourée de croûte océanique. Les roches clastiques de granulométrie fine, déposées en milieu néritique profond, prédominent.

RÉGIONS AU LARGE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE

Les forages pétroliers effectués sur la marge continentale autour de Terre-Neuve ont été limités aux régions des principaux bassins sédimentaires et, à l'exception des puits situés dans la passe Flamande et le Puits Blue H-28 situé dans le bassin de Terre-Neuve Est, aux régions de la plate-forme continentale où la profondeur d'eau était inférieure à 400 m (fig. 6-1). Les sites 111 et 384 du Deep Sea Drilling Project (projet de forage en eau profonde), localisés sur le dôme Orphan et sur la dorsale de l'anomalie J (Laughton et al., 1972; Tucholke et Vogt, 1979), et les échantillons recueillis par dragage sur les flancs du dôme Orphan, du bonnet Flamand et de la chaîne de monts de Terre-Neuve sont les seuls éléments d'information supplémentaires concernant le contrôle stratigraphique de la zone du talus et du glacis continentaux autour de Terre-Neuve. Par conséquent, les interprétations relatives à la géologie de cette zone sont principalement dérivées des données géophysiques, et sont présentées dans le présent chapitre sous forme de cartes et de coupes.

Les cartes de la subsurface sont essentiellement fondées sur les données sismiques multicanal obtenues par l'industrie et complétées par une sélection de profils de données sismiques monocanal obtenues en eaux plus profondes et dans des régions littorales à mince couverture sédimentaire. Des cartes structurales du « socle » et d'un horizon sédimentaire sus-jacent désigné du nom de « niveau basal » ont été établies, ainsi que des cartes isopaques des sédiments de ces surfaces et du fond marin. Les coupes transversales sont des représentations à gros traits des enregistrements sismiques qui traversent la marge continentale, et ont été choisies de façon à illustrer les styles structuraux et sédimentaires prédominants. Étant donné que les cartes et coupes couvrent une vaste région caractérisée par de nombreuses complexités géologiques, les interprétations sont souvent purement spéculatives ou préliminaires.

Cartes régionales

La structure du socle et la distribution des sédiments sus-jacents sont représentées dans deux types de cartes, l'une du « niveau basal » (fig. 6-14) et l'autre du « socle » (fig. 6-15). Sur ces cartes, le temps de réflexion des ondes par les marqueurs sismiques a été converti en une profondeur exprimée en mètres; pour ce faire, les vitesses des ondes sismiques ont été mesurées dans des puits de la région, déduites du traitement des enregistrements sismiques multicanal et évaluées à l'aide de bouées sonores (Tucholke et Fry, 1985). La carte du niveau basal (fig. 6-14) décrit les horizons sismiques les plus profonds cartographiables à l'échelle régionale. Cette surface correspond approximativement à la base du Crétacé tardif. La carte du socle (fig. 6-15) montre les profondeurs des réflecteurs sismiques les plus profonds qui puissent être décelés; elle décrit les structures du socle qui ont contrôlé le dépôt des sédiments plus récents, et de ce fait est provisoirement considérée comme une carte du « socle présentant un intérêt économique ». Ces deux marqueurs, le niveau basal et le socle, sont des horizons sismiques suffisamment faciles à cartographier dans cette région vaste et géologiquement complexe.

Niveau basal

À l'intérieur de la zone explorée par des puits, dans les bassins des Grands Bancs, le niveau basal (fig. 6-14) représente généralement une discordance régionale dont l'âge est approximativement du Crétacé moyen. Dans les zones marginales des bassins, il correspond à une discordance angulaire qui tronque progressivement les strates plus anciennes en direction des bords du bassin, et coïncide avec la pénéplaine (discordance d'Avalon) du socle dans les régions intrabassinales. L'identification de ce marqueur devient difficile à l'extérieur de la région explorée par les puits; par exemple, dans les portions plus profondes des bassins, il peut correspondre à un horizon qui est l'équivalent sédimentaire de la discordance. Toutefois, malgré les origines disparates des horizons qui composent la carte, ce marqueur constitue néanmoins une surface de référence permettant d'évaluer les détails de la géologie régionale, à la fois au-dessus et au-dessous de cette surface. Régionalement, il indique la configuration approximative de la base de la séquence sédimentaire du Crétacé supérieur-Cénozoïque, et par conséquent est un niveau de référence à partir duquel il est possible de cartographier l'épaisseur de ces dépôts sus-jacents (fig. 6-16). Le niveau basal est aussi une surface de référence à partir de laquelle il est possible d'estimer l'épaisseur des sédiments mésozoïques sous-jacents; la figure 6-17 indique la puissance totale des sédiments. À la figure 6-26, le niveau basal sert de niveau de référence pour cartographier la géologie des terrains sous-jacents d'après le caractère des réflexions sismiques.

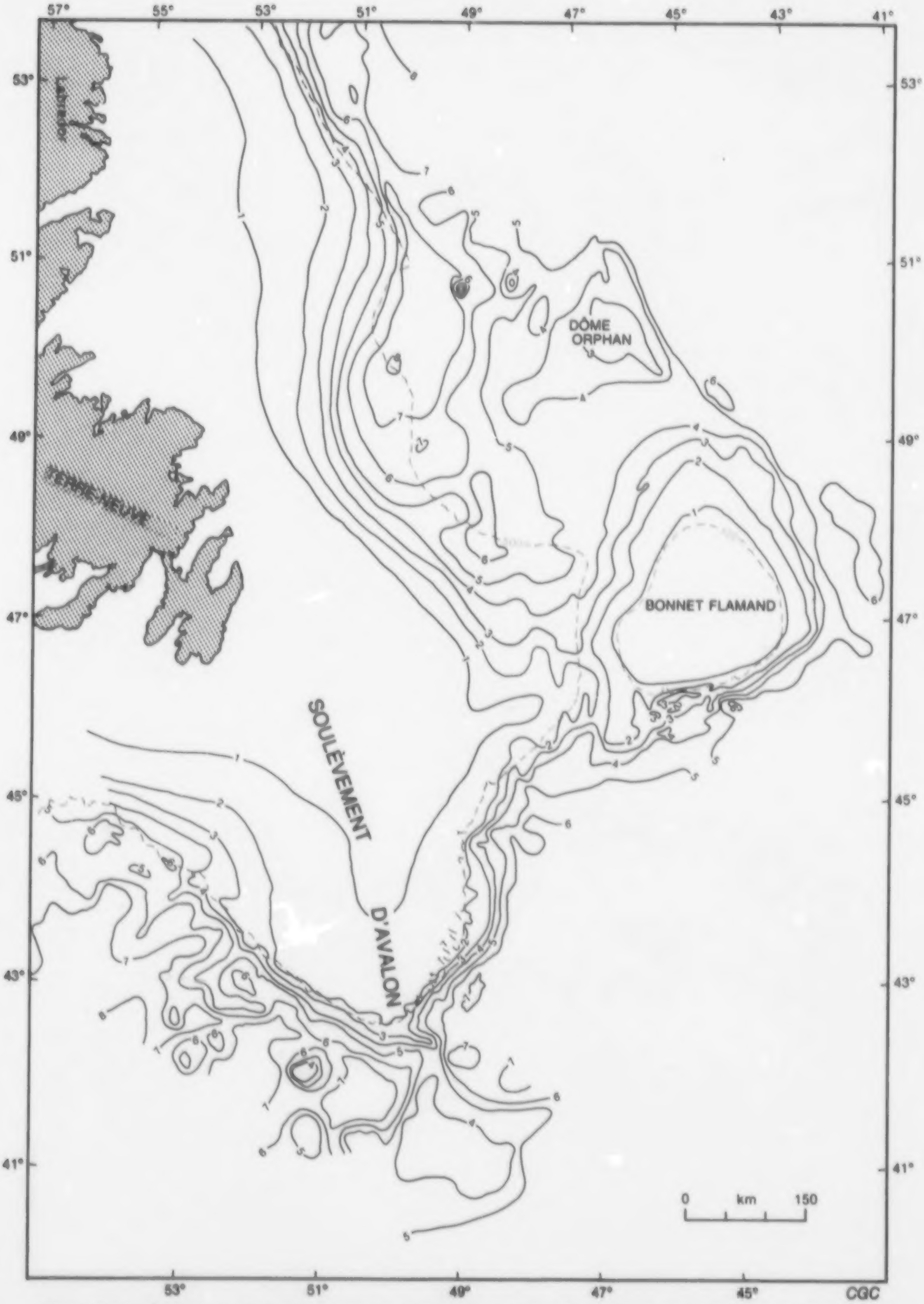


Figure 6-14. Carte du niveau basal de la marge continentale autour de Terre-Neuve, avec isobathes en kilomètres. La ligne en tiretés rouges est l'isobathe marine de 500 m.

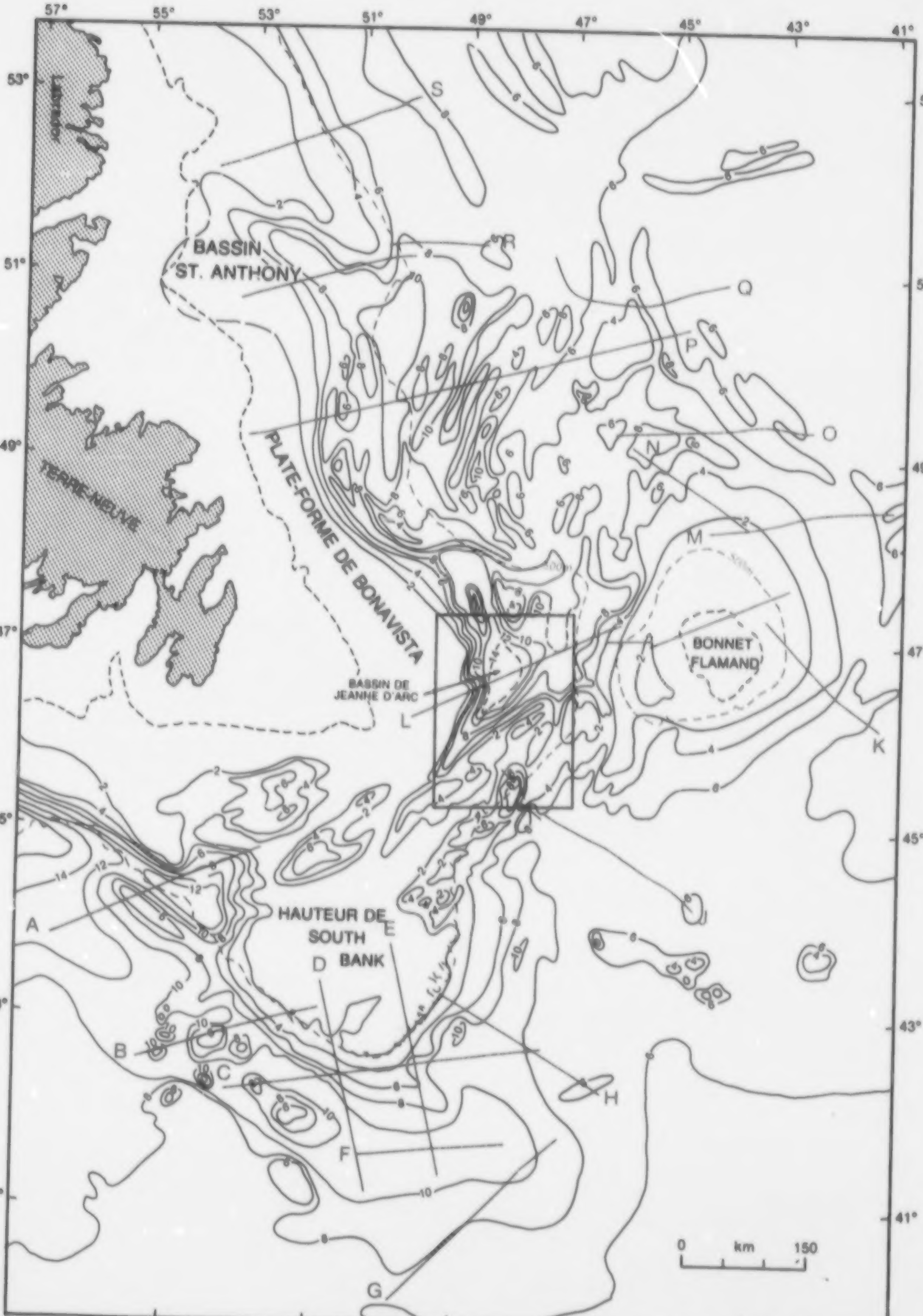


Figure 6-15. Carte structurale du socle de la marge continentale autour de Terre-Neuve (les isobathes sont exprimées en kilomètres au-dessous du niveau de la mer). Le rectangle (en rouge) englobe la zone de la figure 6-6. La ligne en tiretés rouges correspond à l'isobathe marine de 500 m. La ligne en tiretés noirs correspond à la limite, côté terre, de la séquence sédimentaire du Crétacé-Tertiaire. Les lignes désignées par des lettres représentent la trace des coupes transversales présentées aux figures 6-18 à 6-25.

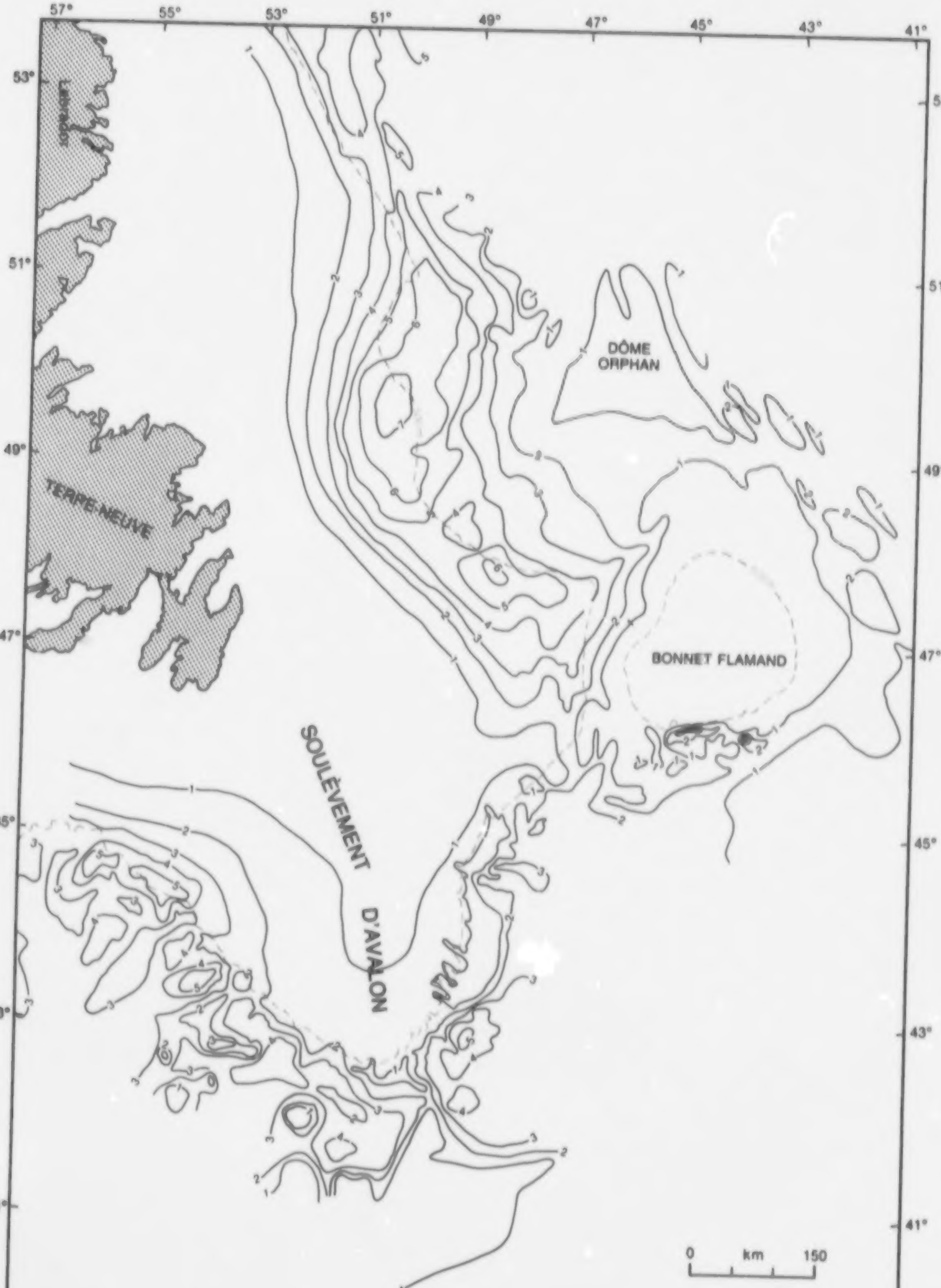


Figure 6-16. Carte isopaque des couches sédimentaires, du fond marin au niveau basal; les isopaques sont exprimées en kilomètres. La ligne en tiretés rouges correspond à l'isobathe marine de 500 m.

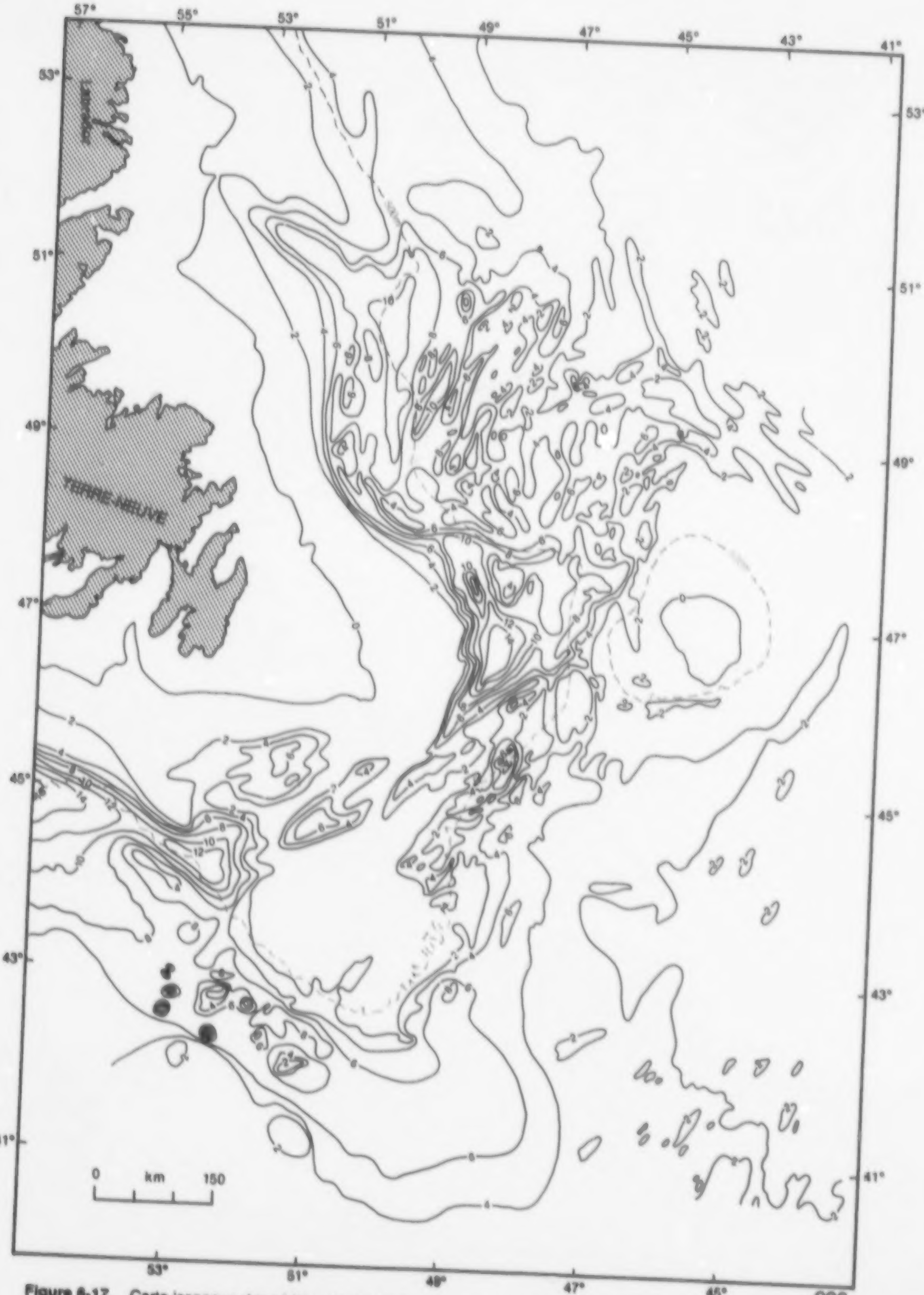


Figure 6-17. Carte isopaque des sédiments, du fond marin au socle; les isopaques sont exprimées en kilomètres. La ligne en tiretés rouges est l'isobathe marine de 500 m.

Dans la mesure où la surface du niveau basal (fig. 6-14) correspond approximativement à la base de la séquence du Crétacé supérieur, elle indique l'évolution de la subsidence, postérieurement au Crétacé moyen, de la marge continentale autour de Terre-Neuve. La figure 6-16 montre dans quelle proportion cette subsidence a été accompagnée d'une sédimentation. En général, ces cartes montrent que les zones actuellement en eaux peu profondes (fig. 6-1) sont relativement hautes depuis le Crétacé tardif, tandis que les zones environnantes ont subi une subsidence. Les Grands Bancs et la plate-forme nord-est de Terre-Neuve forment un élément positif continu; la portion de cette structure élevée se trouvant au-dessous de la surface des Grands Bancs est le soulèvement d'Avalon (Jansa et Wade, 1975). Le bonnet Flamand est une hauteur proéminente séparée par un col des Grands Bancs, à l'ouest. Le dôme Orphan est une unité crustale relativement positive située au nord du bonnet Flamand. En comparant la surface du niveau basal (fig. 6-14) à la bathymétrie actuelle (fig. 6-1), il apparaît que la région ayant subi la plus forte subsidence postérieure au Crétacé tardif, à l'est de Terre-Neuve, a été recouverte par le développement vers le large de la plate-forme continentale. Plus de 7 km de sédiments postérieurs au niveau basal se sont accumulés dans cette zone (fig. 6-16). Il est évident que dans le sud de ce bassin, le versant ouest de la passe Flamande a été édifié par une sédimentation post-crétacée. Par contre, la physiographie irrégulière de la partie sud de la passe Flamande reflète l'existence de la mince couverture sédimentaire qui dissimule les reliefs irréguliers le long du col reliant les Grands Bancs et le bonnet Flamand.

Autour de la marge sud des Grands Bancs, la surface correspondant au niveau basal se situe à des profondeurs de 6 à 8 km (fig. 6-14). La sédimentation (fig. 6-16) a atteint son maximum au-dessous du flanc sud-ouest des Grands Bancs dans la région du sous-bassin de la Baleine Sud, qui semble donc avoir subi un certain degré de subsidence pendant l'intervalle allant du Crétacé tardif au Cénozoïque. Les bassins de la Baleine, Horseshoe et de Carson et le prolongement sud du bassin de Jeanne d'Arc n'apparaissent pas à la surface du niveau basal, donc font partie intégrante du bloc cratonique des Grands Bancs depuis le Crétacé moyen.

Socle

La carte du socle (fig. 6-15) décrit généralement la profondeur des réflecteurs sismiques « les plus profonds décelables ». Quelques-unes des profondeurs maximales indiquées sur la carte ont été estimées par extrapolation de la position de ces réflecteurs à partir des pendages observés dans la séquence sédimentaire sus-jacente. Le facteur le plus limitatif du point de vue de l'interprétation des cartes sismiques du socle est probablement la profondeur de pénétration sismique qui est parfois fonction du degré de dérangement structural; par exemple, une surface recouvrant des strates sédimentaires déformées peut être interprétée comme un socle acoustique, si les réflexions en provenance de ces strates sont faibles. Étant donné que les profondeurs absolues enregistrées sur la carte dépendent de la qualité de l'enregistrement sismique, le détail le plus intéressant de cette carte est peut-être qu'elle illustre l'orientation des structures du socle qui ont exercé un contrôle structural sur les bassins sédimentaires plus récents. Géologiquement, le socle représenté sur la carte de la figure 6-15 pourrait dater du Précambrien au Tertiaire.

La carte du socle de la marge continentale autour de Terre-Neuve (fig. 6-15) contient les mêmes éléments structuraux positifs qu'indique la carte du niveau basal (fig. 6-14), même si la zone du soulèvement d'Avalon est interrompue par les bassins encadrés par des failles, qui séparent l'élévation de South Bank de la plate-forme de Bonavista, et si la structure du dôme Orphan est moins proéminente. Le bonnet Flamand et la hauteur régionale du socle que constitue à l'ouest la plate-forme de Bonavista, sont des régions pénéplanées du socle précambrien et paléozoïque. Au nord-est de Terre-Neuve, la plate-forme de Bonavista se termine à l'emplacement du bassin St. Anthony, qui contient des roches carbonifères (Cutt et Laving, 1977). La pénéplanation de ces structures du socle remonte peut-être en partie au Paléozoïque, et leur arasement s'est poursuivi au Mésozoïque durant plusieurs périodes d'érosion. Cette surface a commencé à être largement enfouie durant le Crétacé tardif après le soulèvement survenu entre le Crétacé précoce et le Crétacé moyen. La puissance totale des sédiments recouvrant le socle est indiquée sur la carte de la figure 6-17.

Il semble que le bassin de Jeanne d'Arc contienne la plus forte accumulation de sédiments du Mésozoïque et du Cénozoïque dans la région – jusqu'à 20 km (fig. 6-15, 6-17; Keen et al., 1987b). Il se prolonge dans une direction nord-nord-ouest, comme l'indique l'isobathe de 10 km, jusqu'au nord de 48°N, et il est séparé du bassin de Terre-Neuve Est au nord par la dorsale Cumberland. Les parties les plus profondes du bassin de Terre-Neuve Est se situent entre 49° et 51°N et à l'ouest de 49°W comme l'indiquent deux dépressions linéaires de plus de 10 km de profondeur. L'isobathe de 8 km se prolonge au nord-ouest dans la région du bassin (carbonifère) St. Anthony. Au sud-ouest des Grands Bancs, le sous-bassin de la Baleine Sud atteint au moins 12 km de profondeur, et le sous-bassin Laurentien qui le jouxte à l'ouest a peut-être plus de 16 km de profondeur (Wade et MacLean, chapitre 5). L'étendue et la profondeur du bassin situé au sud des Grands Bancs, appelé ici « bassin Fogo », sont déterminées de façon prudente d'après l'isobathe de 10 km. Ce bassin est le plus grand de ceux de la région des Grands Bancs, et peut-être beaucoup plus profond que ne l'indique la figure 6-15, les levés sismiques n'ayant pu atteindre la base de la tranche sédimentaire.

Les structures du socle sous-jacentes à la marge continentale autour de Terre-Neuve sont en général allongées et ont une direction nord-est au-dessous des Grands Bancs, mais entre 47° et 49°N, la fabrique structurale du socle présente un gauchissement notable, les structures de ce socle étant alignées dans une direction nord-sud à nord-ouest-sud-est (fig. 6-15). Au nord de 49°N, l'orientation structurale est essentiellement nord-sud. La direction générale des bassins des Grands Bancs a été comparée à celle de l'orogène appalachien à terre, ce qui indiquerait que les bassins sont des éléments superposés à des structures hercyniennes. Toutefois, il est difficile de dire si cette relation est valide au nord. Là, les structures situées dans la « zone de gauchissement » entre 47° et 49°N sont presque perpendiculaires aux directions projetées de l'orogène appalachien, et sont apparemment surimposées aux terrains plus anciens.

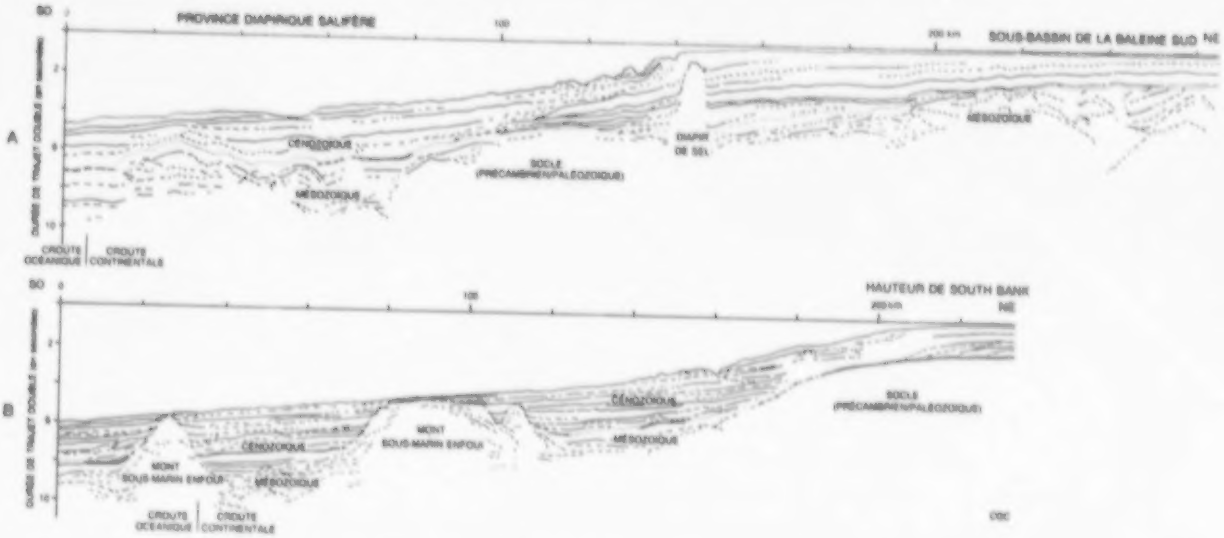


Figure 6-18. Coupes transversales (A, B) de la marge sud-ouest des Grands Bancs. Leur position est indiquée à la figure 6-15. Le réflecteur rouge est le niveau basal représenté sur la carte de la figure 6-14. (Coupe A : portion du profil sismique 112, 1972, document communiqué par Geophysical Services Incorporated; coupe B : portion du profil sismique 111, 1972, document communiqué par Seiscan-Delta Limited.)

Alors que les structures du socle ont une configuration principalement linéaire à l'est de la plate-forme de Bonavista, plusieurs structures presque circulaires et coniques ont été représentées sur les cartes du bassin de Terre-Neuve Est (fig. 6-15). L'une de ces structures, située à environ 51°N et 49°W, s'élève au-dessus du fond marin. Ces structures sont sans doute des monts sous-marins (ou guyots). Au sud, ces monts sous-marins sont concentrés à grande profondeur au sud-est et au sud-ouest des Grands Bancs (fig. 6-15).

Les régions des bassins de la marge continentale autour de Terre-Neuve ont subi divers styles, taux et degrés de subsidence. Il est possible de définir provisoirement deux types de contextes tectoniques applicables à ces bassins : un cadre intracratonique et un cadre péricratonique. Les bassins de la Baleine, Horseshoe et de Jeanne d'Arc sont des exemples de subsidence intracratonique. Comparativement au bloc cratonique des Grands Bancs, le sous-bassin de la Baleine Sud et les bassins Fogo et de Carson se trouvent dans un cadre péricratonique. Ce type de subsidence a probablement lieu dans des zones de transition de la croûte continentale à la croûte océanique, et est sans doute accentué par la surcharge sédimentaire.

Dans la partie septentrionale de la région étudiée (fig. 6-15), existe une dépression relativement modeste du socle dans la zone de transition de la croûte continentale à la croûte océanique qui, selon Parson et al. (1985) et Keen et al. (1987a), se situerait à l'est du dôme Orphan. La subsidence limitée survenue le long de ce segment du craton correspond peut-être à une faible sédimentation, résultant de l'éloignement des terres émergées. D'après le contexte tectonique défini plus haut, les structures du socle situées à l'ouest, entre le dôme Orphan et la plate-forme de Bonavista, sont la conséquence de la subsidence intracratonique. Mais de toute évidence, la structure de cette région diffère de celle des bassins intracratoniques des Grands Bancs au sud; il reste donc à savoir si ce contraste est principalement lié à des différences fondamentales du point de vue de la géologie des terrains sous-jacents, ou à des différences du point de vue de la chronologie, du degré ou du mécanisme de subsidence (Keen et al., chapitre 2 et 1987a, b). Cette relation spatiale entre le bassin de Terre-Neuve Est et la plate-forme de Bonavista à l'ouest est assez semblable à la situation du sous-bassin de la Baleine Sud et du bassin Fogo, en principe péricratoniques, comparativement au bloc cratonique des Grands Bancs. Il est donc difficile de dire si dans cette région, les bassins péricratoniques définissent nécessairement la transition de la croûte continentale à la croûte océanique.

Coupes transversales de la marge autour de Terre-Neuve

En se basant sur la chronologie de l'expansion des fonds océaniques, telle que décrite précédemment dans le chapitre, les auteurs en sont venus à prévoir plusieurs types de marges autour des Grands Bancs et du bassin Orphan (voir aussi les chapitres 2 et 8). Il y a sans doute une marge transformante au sud-ouest des Grands Bancs, et des marges de divergence à l'est. Il pourrait subsister des preuves d'un mouvement continent-continent le long de la zone de fracture de Charlie-Gibbs, du côté nord du bassin de Terre-Neuve Est. Dans la présente section, sont présentées des coupes transversales schématiques des marges, qui illustrent la diversité des styles structuraux (fig. 6-18 à 6-25). Les figures sont basées sur une sélection de profils sismiques multicanal. Elles complètent les transects des marges décrits au chapitre 2. La position des coupes est indiquée à la figure 6-15.

Sud-ouest des Grands Bancs

Les coupes A et B (fig. 6-18) traversent la marge sud-ouest des Grands Bancs dans deux contextes structuraux différents. La coupe A s'étend vers le sud-ouest au large des Grands Bancs à partir du sous-bassin de la Baleine Sud, la coupe B, pour sa part, s'étend vers le large à partir du bloc du socle qui constitue l'élévation de South Bank (Jansa et Wade, 1975) jusqu'à la zone de monts sous-marins au sud-ouest des Grands Bancs (fig. 6-15).

Le sous-bassin de la Baleine Sud constitue l'extrémité est du bassin Néo-Écossais (fig. 6-15), et les structures diapiriques de la coupe A (fig. 6-18) indiquent que la province diapirique du talus du bassin Néo-Écossais se prolonge vers l'est jusque dans le sous-bassin de la Baleine Sud (voir le chapitre 5). Les monts sous-marins Fogo, au sud-ouest des Grands Bancs (coupe B), sont peut-être le produit des mêmes épisodes volcaniques du Crétacé moyen qui ont engendré la chaîne de monts de Terre-Neuve au sud-est des Grands Bancs (fig. 6-15), où des roches volcaniques recueillies par dragage ont été datées à environ 100 Ma (Sullivan, 1978). La datation radiométrique de roches volcaniques, provenant des puits Brant P-87 et Twillick G-49 situés sur les Grands Bancs, a indiqué des âges de 135 et 117 Ma (Amoco Canada Petroleum Company Ltd., 1973a, 1974), et la datation radiométrique d'un basalte recueilli sur le site 384 du Deep Sea Drilling Project, à l'emplacement de la dorsale de l'anomalie J, a indiqué un âge de 106 Ma (Houghton et al., 1979). Les fortes réflexions produites par le niveau basal dans la partie de la coupe A située en eau profonde indiquent peut-être la présence de roches volcaniques, bien qu'elles ne soient pas assez épaisses pour empêcher une pénétration des ondes à plus grande profondeur. Le long de la coupe B, dans la région des monts sous-marins, les roches volcaniques sont peut-être suffisamment épaisses pour empêcher toute pénétration plus profonde des ondes.

Les coupes A et B (fig. 6-18) traversent la marge transformante hypothétique des Grands Bancs (voir par exemple Auzende et al., 1970; LePichon et Fox, 1971). Selon Jansa et Wade (1975), cette faille transformante aurait commencé à se former il y a environ 170 Ma (Jurassique moyen), avec le début de la dérive des continents. Ils ont cependant indiqué que la faille n'avait pu être identifiée sur les profils sismiques recoupant sa position présumée.

Dans cette région, l'analyse actuelle des observations de sismique-réfraction indique qu'il existe une transition de la croûte continentale (environ 27 km d'épaisseur) à la croûte océanique (environ 8 km d'épaisseur) au-dessous du pied du talus continental, sur une distance de 20 à 30 km (I. Reid, communication personnelle, 1987). C'est une transition très rapide en comparaison avec la structure crustale généralement observée sur les marges de divergence. I. Reid a déduit de ces observations (communication personnelle, 1987) que vers la marge, la croûte a été amincie par le fluage survenu dans la croûte inférieure et dans la lithosphère. Il en est résulté la subsidence de la marge, avec une moindre érosion de la couche paléozoïque près de la marge durant l'épisode postérieur du soulèvement d'Avalon qu'à distance de celle-ci, comme l'indiquent les résultats de la sismique-réfraction. Dans ce modèle, la faille de la marge ainsi déduite délimite le cisaillement continental originel qui tronque les couches crustales supérieures. La transition de 20-30 km entre cette faille et la limite continent-océan a peut-être été une zone de fluage ou de déformation de la croûte continentale provoqués par les contraintes tectoniques ou lithostatiques survenues à l'emplacement de la marge. Il semble que la croûte océanique ait été peu influencée par ce contexte (contrairement aux structures transformantes océaniques), si l'on excepte l'existence des monts sous-marins qui résulte peut-être d'irrégularités dans le déroulement du processus d'expansion des fonds océaniques le long de la marge.

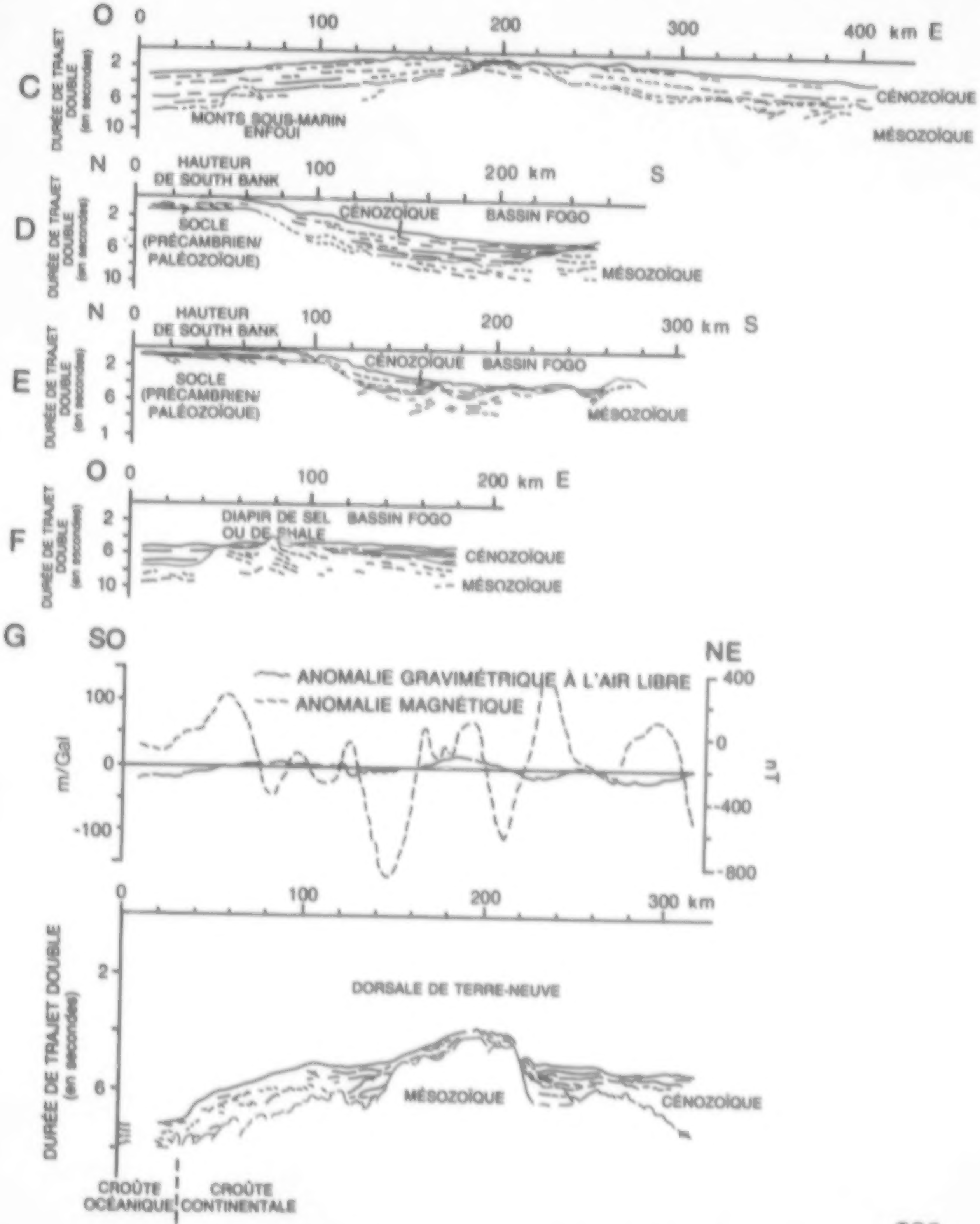
Selon une autre explication relative à l'origine de ce segment de la marge continentale, celui-ci correspondrait à une zone d'affaissement différentiel de deux segments crustaux adjacents; si c'est le cas, il n'est pas nécessaire d'invoquer de grands mouvements transversaux. La pénéplanation, le volcanisme et l'affaissement sont peut-être des événements apparentés. Selon cette explication, la croûte, du côté océanique de la marge transformante hypothétique, se composerait d'une croûte continentale fortement amincie. Ces deux interprétations donnent des résultats différents du point de vue de la localisation de la limite continent-océan. Les données géophysiques disponibles en ce moment ne permettent pas de reconnaître de différences appréciables entre la structure profonde de la marge sud-ouest des Grands Bancs et celle de la marge sud-est (I. Reid, communication personnelle, 1987). Pour résoudre ce problème, il faudra peut-être effectuer un forage de la croûte, au large de la limite continent-océan supposée.

En résumé, il n'existe pas de preuve directe de l'existence d'un mouvement transformant le long de la zone de fracture de Terre-Neuve. La preuve indirecte la plus convaincante est fournie par la reconstitution des plaques dans l'océan Atlantique (par exemple, Klitgord et Schouten, 1986).

Dorsale de Terre-Neuve

Les coupes C, D, E, F et G (fig. 6-19) traversent plus loin au sud-est la marge transformante hypothétique des Grands Bancs, ainsi que la dorsale de Terre-Neuve. La dorsale de Terre-Neuve est une structure anomalique, qui complique l'établissement de modèles avec failles transformantes dans cette partie de la marge. La dorsale est une structure physiographique qui s'étend vers le sud-est sur environ 900 km à partir de la Queue du Grand Banc (fig 6-1). Selon Watson et Johnson (1970), les profils sismiques monocanal de la dorsale démontreraient l'existence de blocs de socle enfouis, qu'ils considèrent d'origine volcanique en raison des anomalies magnétiques associées. Cette dorsale étant alignée avec la marge sud-ouest des Grands Bancs, certains chercheurs en ont conclu qu'elle représentait une zone de fracture, qui serait le prolongement vers le large de la faille transformante hypothétique (Auzende et al., 1970; LePichon et Fox, 1971).

Plus récemment, après la collecte de données sismiques multicanal à l'emplacement de la dorsale de Terre-Neuve, il est apparu que les blocs de « socle », tels que définis par Watson et Johnson (1970), se composaient de roches stratifiées (fig. 6-19). Grant (1979) a comparé le caractère sismique de ces matériaux avec celui de strates mésozoïques des Grands Bancs adjacents, et selon lui, la dorsale de Terre-Neuve serait le vestige d'un ancien bassin sédimentaire, le bassin Fogo. Les représentations à gros traits des enregistrements sismiques présentées à la figure 6-19 montrent l'existence, dans les blocs crustaux, de réflecteurs



CGC

Figure 6-19. Coupes transversales (C à G) de la marge des Grands Bancs et de la dorsale de Terre-Neuve. Leur position est indiquée à la figure 6-15. Le réflecteur rouge est le niveau basal représenté sur la carte de la figure 6-14. (Les coupes C, D et E sont des portions des profils 112, 114 et 115 respectivement, des levés effectués en 1972, et la coupe F est le profil 116 d'un levé effectué en 1972; document communiqué par Seiscan-Delta Limited. La coupe G est tirée de la figure 5 de Sullivan et Keen, 1978.)

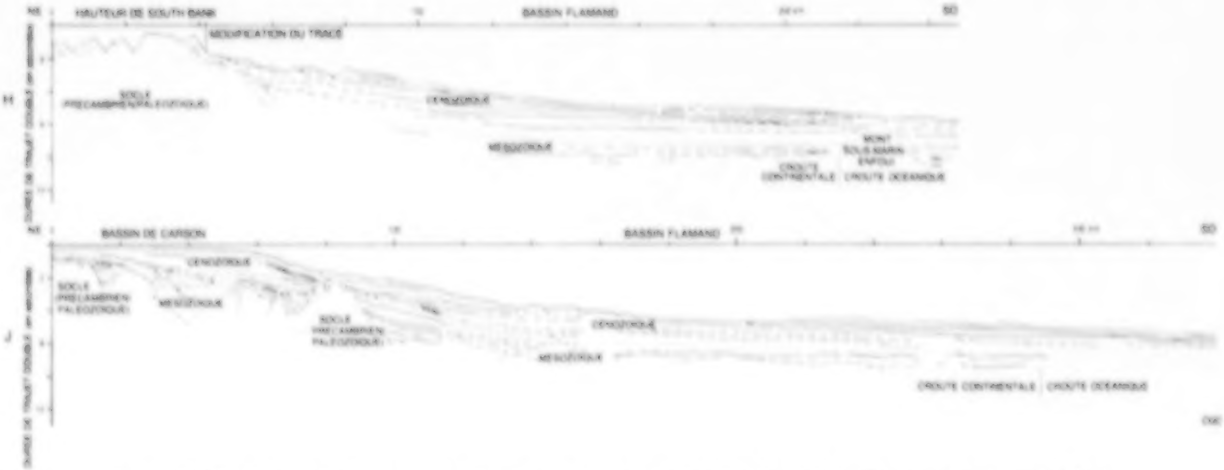


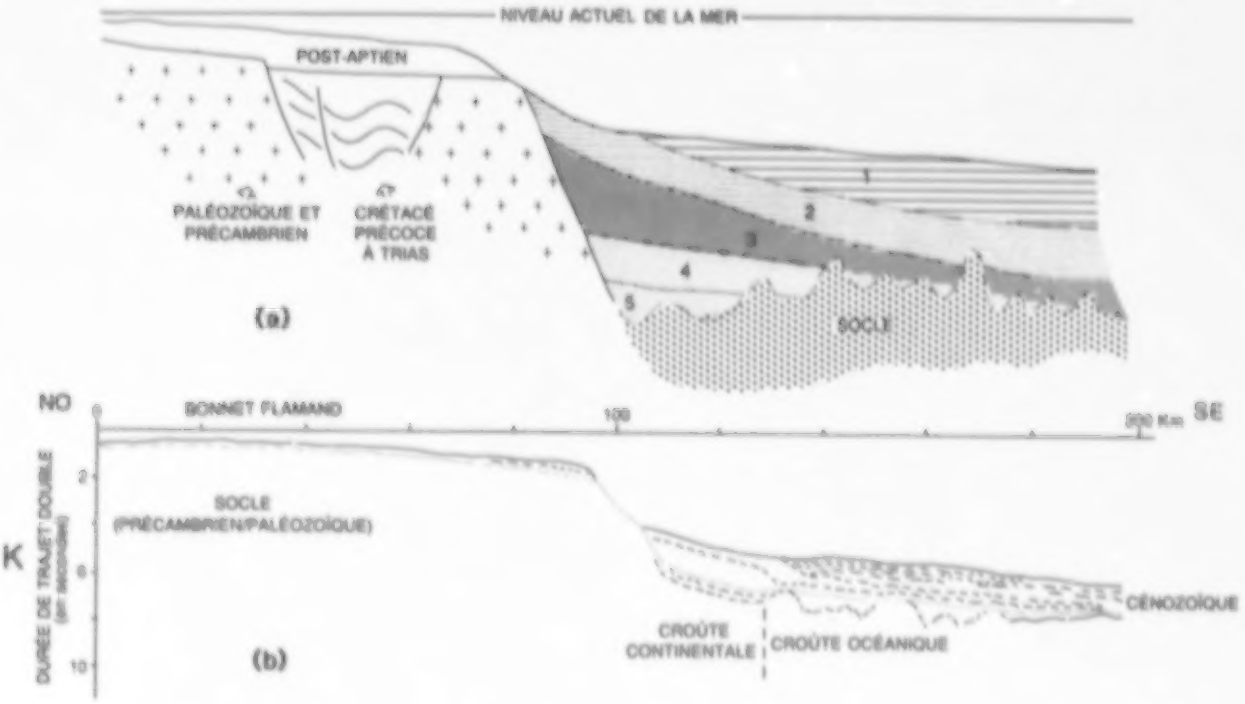
Figure 6-20. Coupes transversales (H, J) de la marge sud-est des Grands Bancs. Leur position est indiquée à la figure 6-15. Le réflecteur rouge est le niveau basal représenté sur la carte de la figure 6-14. (Coupe H, document communiqué par l'Institute of Oceanographic Sciences, R.-U., tel que présenté par Parson et al., 1985. De la plate-forme au large, la coupe J comprend une portion du profil NF 79-103, 1980; document communiqué par Geophysical Service Incorporated; des portions des profils E-614, 1971 et G-564, 1973, document communiqué par la Mobil Oil Corporation; une portion du profil NF 79-107D, 1980 document communiqué par Geophysical Service Incorporated; une portion du profil S-215, 1977, document communiqué par la Texaco Exploration Canada Limited; l'information sur la portion sud-est a été communiquée par l'Institute of Oceanographic Sciences, R.-U., telle que présentée par Parson et al., 1985.)

plans jusqu'à des profondeurs correspondant à presque 4 secondes (durée de cheminement aller-retour). Les structures situées à environ 200 km le long de la coupe E et à 70 km le long de la coupe F sont interprétées comme des diapirs résultant du fluage des évaporites ou des shales. Ces structures se différencient des monts sous-marins, comme ceux situés à 160 km le long de la coupe E et sur les extrémités ouest des coupes B (fig. 6-18) et C (fig. 6-19), par la présence de synclinaux bordiers associés. L'orientation structurale du bassin Fogo, telle que définie d'après les réflecteurs de subsurface, est approximativement nord-ouest-sud-est, soit légèrement oblique par rapport à l'orientation physiographique de la dorsale de Terre-Neuve. L'absence d'une anomalie gravimétrique significative au-dessus de la dorsale de Terre-Neuve (fig. 6-19, G) corrobore l'interprétation selon laquelle celle-ci se composerait de matériaux nettement plus légers que ceux qui constitueraient une dorsale de la croûte océanique (Grant, 1979).

Les anomalies magnétiques associées à la dorsale semblent indiquer l'existence d'une importante composante ignée. Toutefois, les forages réalisés sur les Grands Bancs ont démontré une variabilité considérable du point de vue de l'expression magnétique des roches volcaniques, de sorte que ces anomalies pourraient également ne correspondre qu'à des roches volcaniques effusives au niveau de la discordance du Crétacé moyen. Sur le site 384 du Deep Sea Drilling Project, le long de la dorsale de l'anomalie J qui se prolonge vers le sud-ouest à partir de la dorsale de Terre-Neuve (figure 6-1), le forage a abouti dans des basaltes diabasiques altérés, recouverts de roches carbonatées récifales de l'Aptien (Tucholke et Vogt, 1979). Gradstein et al. (1977) ont remarqué qu'à cet endroit, l'histoire de la subsidence concorde avec les détails indiqués par les puits forés sur les Grands Bancs dans le sous-bassin de la Baleine Sud. En conséquence, les auteurs en concluent que le secteur situé au sud et à l'ouest des Grands Bancs, comprenant la dorsale de Terre-Neuve et la dorsale de l'anomalie J ainsi que la région traversée par les coupes représentées à la figure 6-19, a été affecté durant le Crétacé moyen par des épisodes de volcanisme et de subsidence.

Bassin de Terre-Neuve

Les coupes J et H de la figure 6-20 traversent les portions nord et sud de la marge sud-est des Grands Bancs (fig. 6-15). Ces deux coupes montrent des relations structurales similaires au-dessous de la surface du talus et du glacis continentaux, mais du côté terrestre, l'extrémité de la coupe H se situe sur l'élévation de South Bank, tandis que la coupe J traverse le bassin de Carson sur les Grands Bancs. Ces relations sont un peu analogues à celles observées le long des coupes A et B (fig. 6-18) de la marge sud-ouest des Grands Bancs. Il est possible de définir plusieurs unités sismiques dans la zone du talus et du glacis continentaux le long de ces coupes; elles sont provisoirement datées dans la coupe schématique de la figure 6-21a, d'après les travaux de Parson et al. (1985). Cependant, le socle irrégulier que présente ce schéma n'apparaît pas sur les enregistrements sismiques effectués dans la zone du talus et du glacis continentaux le long de la marge sud-est des Grands Bancs. Comme indiqué dans les coupes H et J (fig. 6-20) et dans la coupe C de la figure 6-19, les données de sismique-réflexion disponibles ne montrent pas une forte réflexion basale. Une bouée sonore placée le long de la coupe J (fig. 6-20) a enregistré une vitesse de 5,0 km/s



CGC

Figure 6-21. a) Modèle schématique illustrant la stratigraphie sismique de la marge continentale à l'est de Terre-Neuve. Les croix indiquent le socle continental; le pointillé grossier couvre un socle d'affinités incertaines et un socle océanique possible. Les intervalles d'âges des séquences sismiques numérotées ont été interprétés de la façon suivante : 1, Oligocène-Quaternaire; 2, Cénomanien-Éocène; 3, Albien-Campanien; 4, Barrémien-Albien; 5, Néocomien-Barrémien (d'après Parson et al., 1985).
b) Coupe transversale (K) du flanc sud-est du bonnet Flamand. La figure 6-15 indique sa position. Le réflecteur rouge est le niveau basal représenté sur la carte de la figure 6-14. (Document communiqué par l'Institute of Oceanographic Sciences, R.-U., tel que présenté par Parson et al, 1985.)

au niveau de l'événement sismique le plus profond et continu de la région. Grant (1979) a indiqué que dans cette région, les vitesses de réfraction ne sont pas diagnostiques d'une origine crustale, étant donné que dans des régions où la sismique-réflexion indique des caractères de « socle » profondément différents, des vitesses de réfraction typiques d'un intervalle « crustal » (supérieures à 5 km/s) ont été enregistrées. Il en a conclu que dans cette portion de la zone du talus et du glacis continentaux, le sous-sol se compose probablement d'une croûte continentale effondrée.

Le bassin de Carson rappelle un peu le sous-bassin de la Baleine Sud (fig. 6-15), puisqu'il se prolonge vers le large au-dessous de la surface du talus continental. La coupe J (fig. 6-20) montre que la bordure de la plate-forme continentale actuelle se situe à environ 30 km de distance, côté terre, d'une importante déflexion du réflecteur sismique sous-jacent, qui correspondrait à la discordance datant approximativement du Crétacé moyen. Du côté terrestre de cette discontinuité, la surface de discordance montre des irrégularités causées par des failles, un gauchissement et l'érosion, et ces irrégularités semblent refléter l'effondrement de la marge sous-jacente le long de failles listriques dirigées vers le large. Du côté terrestre, la limite de ces plans de faille est arquée sur une vue en plan, et concave vers le large. Le relief, au niveau de la discordance, a une configuration dendritique qui montre que le terrain a été entaillé par les processus d'érosion. En aval de cette zone, le long de sa pente, il est possible d'identifier une unité sismique qui pourrait être le témoin de la sédimentation des matériaux clastiques transportés suivant ce réseau hydrographique. Cette unité a une épaisseur correspondant à 0,4 seconde au plus (temps de cheminement aller-retour des ondes sismiques), et sa surface est ondulée. Comparativement à la séquence sus-jacente, elle est fortement réflective, et contient des réflecteurs internes légèrement irréguliers (fig. 6-20, J). La base de l'unité est un réflecteur puissant, continu et uniforme, avec quelques irrégularités locales qui pourraient correspondre à des dépressions creusées par l'érosion. L'extrapolation des résultats obtenus dans le puits Bonnition H-32 indique que cette unité sismique constitue un marqueur dans le secteur du talus et du glacis continentaux, dont l'âge est plus récent que le Crétacé moyen.

La coupe J (figure 6-20) est typique de la région décrite plus haut. Dans cette zone, des transects finissent par

atteindre, au sud-est, le socle sismique irrégulier qui s'élève parfois brusquement au-dessus du fond marin en formant des monts sous-marins. Du côté terrestre, la bordure du socle irrégulier a été cartographié par Parson et al. (1985); la zone de croûte continentale effondrée, comme le laisse supposer son caractère sismique, située au sud-est des Grands Bancs, se rétrécit au nord-est et se termine à l'extrémité est du bonnet Flamand (fig. 6-15). La coupe K (figure 6-21b) montre le socle exposé sur le flanc sud-est du bonnet Flamand, ainsi que la surface irrégulière du socle à l'extrémité marine de la coupe.

Bonnet Flamand

Les coupes L et M (fig. 6-22) sont des transects du bassin de Jeanne d'Arc et de la passe Flamande du côté ouest du bonnet Flamand, et sur le flanc est de celui-ci; la coupe N (fig. 6-23) montre le flanc nord du bonnet Flamand. Le noyau de cette structure se compose en partie de roches granitiques du Protérozoïque tardif (Hadrynien) (Pelletier, 1971). King et al. (1985) en ont conclu que ces roches font partie de la zone d'Avalon de l'orogène appalachien.

Les données sismiques obtenues dans la région du bonnet Flamand (coupes K à N) indiquent que le noyau central ou « socle » de cette structure est entouré d'une mince couverture de strates sédimentaires inclinées vers l'extérieur et généralement tronquées sur les flancs de la structure. Les caractéristiques de ces sédiments, du point de vue de leur sédimentation, de leur érosion et de leur structure, suggèrent que le bonnet Flamand a constitué un élément crustal relativement positif pendant tout le Cénozoïque et au moins une partie du Mésozoïque. Étant donné que le bonnet Flamand se situe à la périphérie de la marge continentale, loin des sources sédimentaires, les matériaux déposés sur cette structure reflètent probablement une lente sédimentation en eau peu profonde avec de fréquentes lacunes. Sen Gupta et Grant (1971) ont signalé la présence de foraminifères d'âge crétacé dans un échantillon de calcaire recueilli par dragage sur le flanc sud du bonnet Flamand. Des coupes des flancs ouest et nord du bonnet Flamand (L, M, fig. 6-22; N, fig. 6-23) montrent que dans ces régions, la mince couverture de sédiments est d'âge néogène-quaternaire, après extrapolation des résultats obtenus de puits d'exploration des Grands Bancs.

La mince couverture sédimentaire du bonnet Flamand recouvre une discordance marquée. Dans la région centrale de cette éminence, où la discordance affleure sur le fond marin, les données sismiques mettent parfois en évidence des réflecteurs à proximité du fond, ce qui indique que la région du « noyau granitique » contient probablement des strates sédimentaires. Au-dessus de cette région, le caractère irrégulier des champs magnétique et gravimétrique

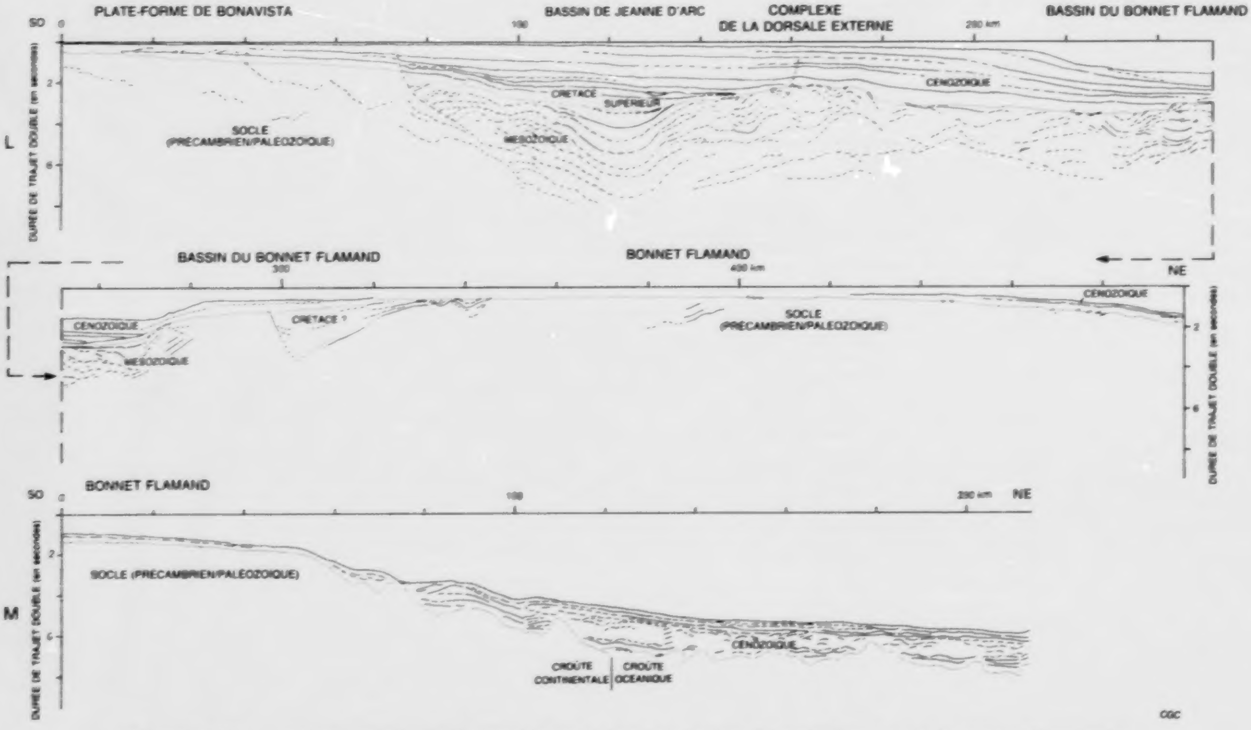


Figure 6-22. Coupes transversales (L, M) de la partie est des Grands Bancs, de la passe Flamande et du bonnet Flamand. La figure 6-15 indique leur position. Le réflecteur rouge est le niveau basal représenté sur la carte de la figure 6-14. (Coupe L : portion du profil NF 79-114, 1980, document communiqué par Geophysical Service Incorporated; portion du profil 14, 1971, document communiqué par la Canadian Superior Oil Limited; portion du profil 32, 1972, document communiqué par la Geophysical Service Incorporated. Coupe M : document communiqué par l'Institute of Oceanographic Sciences, R.-U., tel que publié dans Parson et al., 1985.)

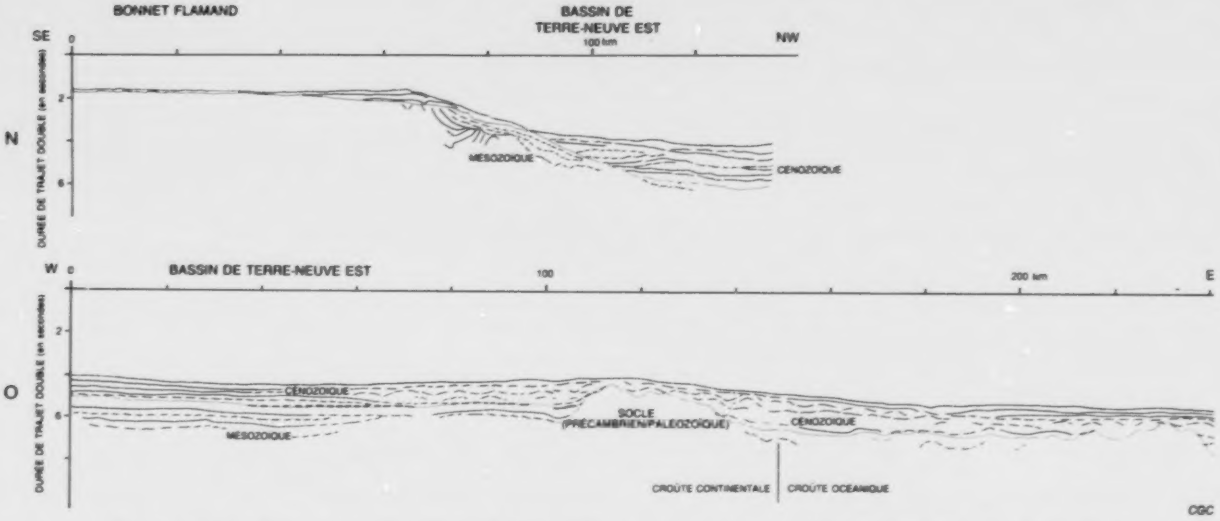


Figure 6-23. Coupes transversales (N, O) du flanc nord-est du bonnet Flamand et à travers le col de Minna. La figure 6-15 indique leur position. Le réflecteur rouge est le niveau basal représenté sur la carte de la figure 6-14. (Document communiqué par l'Institute of Oceanographic Sciences, R.-U., tel que présenté par Parson et al., 1985.)

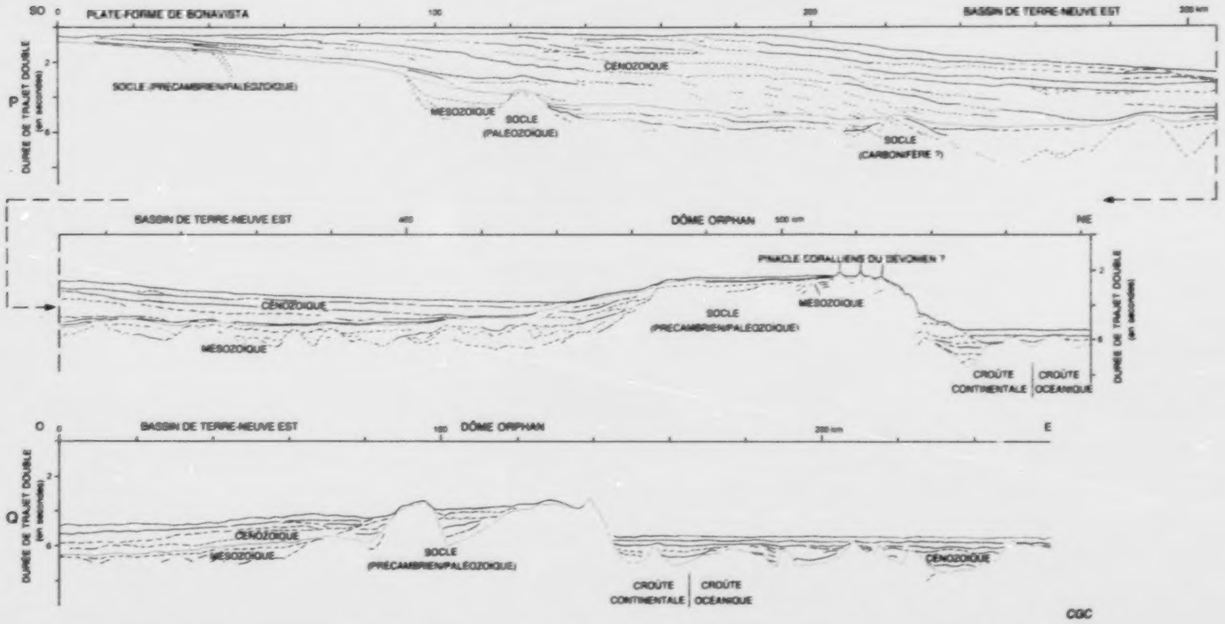
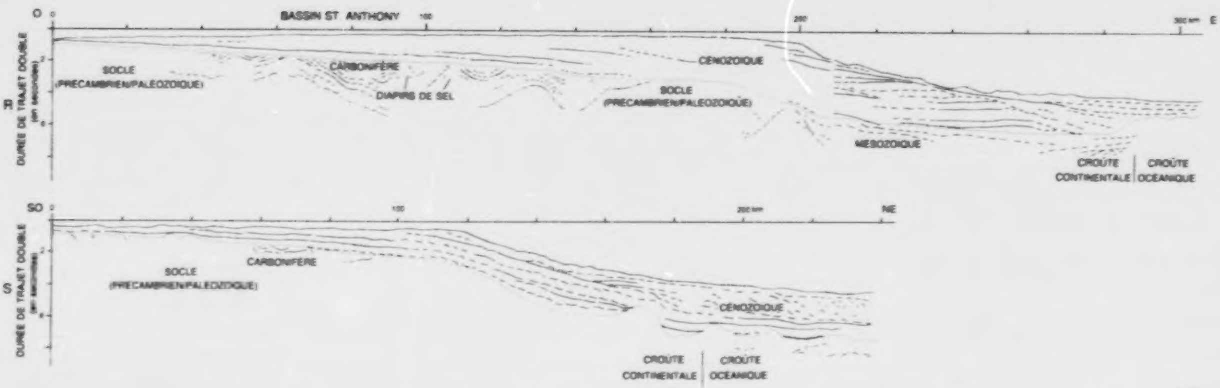


Figure 6-24. Coupes transversales (P, Q) du bassin de Terre-Neuve Est et du dôme Orphan. La figure 6-15 indique leur position. Le réflecteur rouge est le niveau basal représenté sur la carte de la figure 6-14. (Coupe P : portion du profil 22, 1971, document communiqué par Geophysical Service Incorporated; portion du profil 120, 1972, document communiqué par Seiscan-Delta Limited. Coupe Q : document communiqué par l'Institute of Oceanographic Sciences, R.-U., tel que présenté par Parson et al., 1985.)



CGC

Figure 6-25. Coupes transversales (R, S) de la marge continentale au nord-est de Terre-Neuve. La figure 6-15 montre leur position. Le réflecteur rouge est le niveau basal représenté sur la carte de la figure 6-14. (Coupe R : portion du profil 14, 1971, document communiqué par la Geophysical Service Incorporated; portion du profil R20250, Imperial Oil, 1972, document communiqué par Esso Resources Canada Limited. Coupe S : profil 121, 1972, document communiqué par Seiscan-Delta Limited.)

reflète l'origine complexe de ces roches du socle. En direction des flancs de cette éminence, les données sismiques montrent parfois, sous la discordance, des strates sédimentaires plissées et faillées, en particulier dans ses quadrants ouest et nord. Dans le quadrant sud-ouest de l'éminence, existe une épaisseur de plus de 3 km de sédiments dans un bassin d'orientation nord, de type demi-graben, limité à l'ouest par le flanc faillé de la dorsale Beothuk. Les sédiments de ce graben ne sont généralement pas déformés, mais recouvrent des strates déformées. Si ces dernières sont analogues aux strates déformées de la passe Flamande, dont des échantillons ont été prélevés dans le puits Gabriel C-60, elles sont d'âge crétacé précoce de sorte que les sédiments non déformés du graben sont peut-être d'âge crétacé tardif.

Au-delà du flanc nord du bonnet Flamand, la tranche sédimentaire est recoupée par des failles limitant des blocs qui ont pivoté, puis ont été déplacés vers le nord. Comme dans l'ouest du bonnet Flamand, l'âge des sédiments constituant ces blocs et l'époque de leur déplacement sont incertains. Par analogie avec des événements survenus dans le bassin de Jeanne d'Arc, il paraît possible que le développement des failles et le déplacement aient eu lieu à la fin du Crétacé précoce. Les sédiments plus récents présents dans ces blocs qui ont subi une rotation sont donc peut-être d'âge crétacé précoce comme les sédiments dérangés du bonnet Flamand.

La coupe N (fig. 6-23) montre la présence d'un amas de sédiments de courant de dérive sur le flanc actuel du bonnet Flamand, et un amas similaire enfoui au pied du talus continental, non loin du bonnet Flamand. L'éperon Sackville (fig. 6-1) est l'exemple physiographique le plus remarquable de matériaux sédimentaires déposés par des courants de dérive dans cette région. Cet amas pourrait témoigner d'un milieu de sédimentation typique de bas niveau marin, situation qui s'est produite à plusieurs reprises durant le Pléistocène (Grant, 1972). La présence en subsurface de tels amas sédimentaires indique peut-être que des conditions sédimentaires similaires ont existé au Tertiaire (L.R. Kennard, communication personnelle, 1977). Les amas de sédiments de courants de dérive enfouis que montre la coupe N ont été provisoirement attribués à des conditions de bas niveau marin au Miocène tardif.

Il existe peu d'indices de l'existence d'une tranche sédimentaire au-dessous de la discordance du flanc est du bonnet Flamand (fig. 6-21b, K et fig. 6-22, M). En outre, la tranche sédimentaire qui surmonte le socle dans la zone du talus et du glacis continentaux est légèrement plus mince que la tranche observée au sud (fig. 6-20), en partie parce que certaines unités profondes sont absentes.

Bassin Orphan — dôme Orphan

Des coupes traversant le bassin de Terre-Neuve Est et le dôme Orphan (fig. 6-24, P) montrent l'existence d'une série d'irrégularités du « socle » qui représentent des rides linéaires d'orientation nord à nord-est (fig. 6-15). Les enregistrements de sismique-réflexion réalisés à travers ces structures indiquent parfois l'existence de réflecteurs internes, tandis que d'autres ne révèlent aucune pénétration sismique évidente. Cette différence dépend dans une certaine mesure de facteurs tels que la qualité des enregistrements, l'orientation des lignes et l'épaisseur de la tranche sédimentaire sus-jacente. Cependant, l'examen de toutes les données sismiques disponibles met en évidence la cohérence de certaines propriétés associées à des structures spécifiques, propriétés qui montrent des tendances régionales. En général, il existe une ligne de partage approximativement nord-sud entre les structures du socle dans lesquelles pénètrent les ondes sismiques, et les autres; les structures sismiquement plus « dures » se situent à l'ouest de 49°W. Selon une interprétation provisoire, cette différence de caractère sismique dénoterait la présence de roches plus anciennes à l'ouest. Au nord, les deux classes sont remplacées par des structures du « socle », caractérisées par des surfaces irrégulières et l'absence apparente de pénétration sismique. Dans cette région, les structures circulaires sont considérées comme des monts sous-marins.

Les deux coupes de la figure 6-24 traversent la zone de transition entre le continent et l'océan, telle que définie d'après les hypothèses plaçant cette limite immédiatement à l'est du dôme Orphan. Grant (1975) a cependant

indiqué que le caractère des réflexions sismiques provenant de la croûte océanique présumée à l'est du dôme Orphan ne diffère pas de celui des réflexions provenant de structures crustales situées à l'ouest du dôme Orphan, qui seraient de nature continentale. Le caractère continental du dôme Orphan lui-même a été confirmé par le forage du site 111 du Deep Sea Drilling Project (Laughton et al., 1972). Dans cette région, il est possible de définir indirectement l'emplacement de la limite continent-océan en utilisant les anomalies magnétiques. Une anomalie magnétique positive importante, située à quelques kilomètres à l'est du dôme Orphan, est approximativement orientée nord-nord-est et se trouve à l'ouest de l'anomalie 34 (Srivastava et Tapscott, 1986). Une reconstitution de l'Atlantique Nord basée sur des données magnétiques montre que cette anomalie est apparentée à une anomalie similaire située sur l'éperon Goban au sud-ouest de l'Irlande. Des forages en eau profonde ont montré que l'anomalie de l'éperon Goban est limitée à l'est (du côté du continent) par des roches continentales et à l'ouest par des roches océaniques (Scrutton, 1985). En admettant que cette anomalie marque la limite entre le continent et l'océan à l'est du dôme Orphan, il est possible de la suivre vers le sud jusqu à l'est du bonnet Flamand, mais la qualité des données magnétiques disponibles n'est pas suffisante pour qu'elle puisse être suivie au-delà de la marge sud-est des Grands Bancs.

Les coupes nord et sud du dôme Orphan (fig. 6-24, Q; fig. 6-23, O) montrent chacune l'existence d'une hauteur du socle, avec une plus grande profondeur d'eau à l'est et diverses variations du caractère des réflexions sismiques d'ouest en est. Le « socle » n'est pas visible à l'ouest dans ces coupes, mais un réflecteur profond et irrégulier est bien défini à l'est. Dans la coupe la plus au nord (fig. 6-24, Q), les structures du socle semblent être des blocs qui ont pivoté le long des plans de failles de pendage est.

La coupe P (fig. 6-24) illustre le caractère de la crête la plus à l'ouest du bassin de Terre-Neuve Est. La surface de ce relief semble approximativement prolonger la surface pénéplanée de la plate-forme de Bonavista à l'ouest. Il semble qu'il y ait eu un mouvement différentiel de ce bloc par rapport à la plate-forme de Bonavista, mais sa surface a été réduite au même niveau après ce mouvement.

Partie sud de la mer du Labrador

Les coupes (R, S) de la figure 6-25 illustrent les caractéristiques de la marge sud-ouest de la mer du Labrador, étudiée en détail au chapitre 7. Ces coupes montrent l'existence d'une discordance plane légèrement inclinée vers la mer, avec transition graduelle vers une surface irrégulière du « socle » dans la zone du talus et du glacis continentaux. Habituellement, un socle de ce second type est considéré comme typique de la croûte océanique. Cependant, Grant (1975, 1980) a indiqué que le caractère magnétique des roches de cette région ne semblait pas concorder avec leur caractère sismique, et il est difficile de dire si les anomalies magnétiques linéaires obervées dans cette région peuvent être raisonnablement interprétées en fonction de l'expansion des fonds océaniques. De toute évidence, ce problème se rapporte à l'interprétation du caractère et de l'emplacement de la limite entre le continent et l'océan dans cette région. Srivastava et Tapscott (1986) décrivent les détails de l'identification de l'anomalie 34 dans la région de ces coupes.

Au-dessous de la discordance observée sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, les données sismiques montrent l'existence de strates sédimentaires d'épaisseur substantielle. Le puits Hare Bay E-21 (fig. 6-1), situé dans le bassin de St. Anthony près de la coupe R (fig 6-25), se termine à 4 874 m de profondeur dans des couches carbonifères (B.P. Exploration Canada Ltd., 1979). Des roches carbonifères ont aussi été extraites de sondages peu profonds à l'ouest, près du rivage (Haworth et al., 1976a, b; Barss et al., 1979). L'existence de structures diapiriques traversant ces sédiments au nord-est de Terre-Neuve a été attribuée à un fluage du sel (Grant, 1975; Cutt et Laving, 1977). Les sédiments crétacés et tertiaires qui recouvrent la discordance s'épaississent graduellement vers la mer. Dans le puits Hare Bay E-21, les sédiments les plus anciens recouvrant la discordance sont d'âge campanien (F.M. Gradstein, communication personnelle, 1979).

Géologie

La carte du niveau basal (fig. 6-14) sert de plan de référence pour interpréter la géologie des sous-affleurements en fonction du caractère sismique (fig. 6-26). Les unités de la figure 6-26 sont intentionnellement vastes, ce diagramme étant une interprétation, en particulier dans les régions au large des plates-formes; les coupes présentées dans la section précédente indiquent les relations de ces unités en subsurface. L'interprétation des sous-affleurements est encadrée par les données de puits dans la région de forage d'exploration, mais cette interprétation devient de plus en plus hypothétique à mesure que l'on s'éloigne des données de contrôle provenant des puits. La géologie du « socle » a été déduite par extrapolation de la géologie des terres émergées, par intégration de l'information venant de l'étude des échantillons extracôtiers, et par interprétation du caractère géophysique (principalement sismique et magnétique). Sur le bonnet Flamand et sur les hauts-fonds Virgin, l'établissement de profils sismiques et le carottage du socle ont confirmé que des roches précambriennes affleurent sur le fond marin (Lilly, 1966; Pelletier, 1971; King et al., 1985). King et al. (1986) ont cartographié des strates paléozoïques à l'ouest des hauts-fonds Virgin, et Haworth et al. (1976a,b), des roches précambriennes et paléozoïques au nord-est de Terre-Neuve. L'origine volcanique de plusieurs des monts sous-marins situés au sud des Grands Bancs a été confirmée par des dragages (Sullivan, 1978).

La figure 6-26 montre que des sédiments mésozoïques sous-affleurent dans les bassins de la région centrale des Grands Bancs. Une tranche considérable de cette zone a été érodée, par suite du soulèvement du Crétacé (le soulèvement d'Avalon). Localement, des évaporites triasiques-jurassiques atteignent la surface du niveau basal à l'emplacement de structures diapiriques dans ces bassins, dans le sous-bassin de la Baleine Sud et dans le prolongement nord du bassin de Jeanne d'Arc, et des couches rouges triasiques affleurent dans certaines régions le long des marges des bassins de la Baleine et Horseshoe, et dans le prolongement sud du bassin de Jeanne d'Arc. Généralement, sur les Grands Bancs, les marges des bassins (fig. 6-26) suivent les failles; dans certaines zones, les données sismiques indiquent que les strates sédimentaires se prolongent au-delà de ces failles, de sorte que dans des portions de la pénéplaine séparant les bassins de la figure 6-26, le

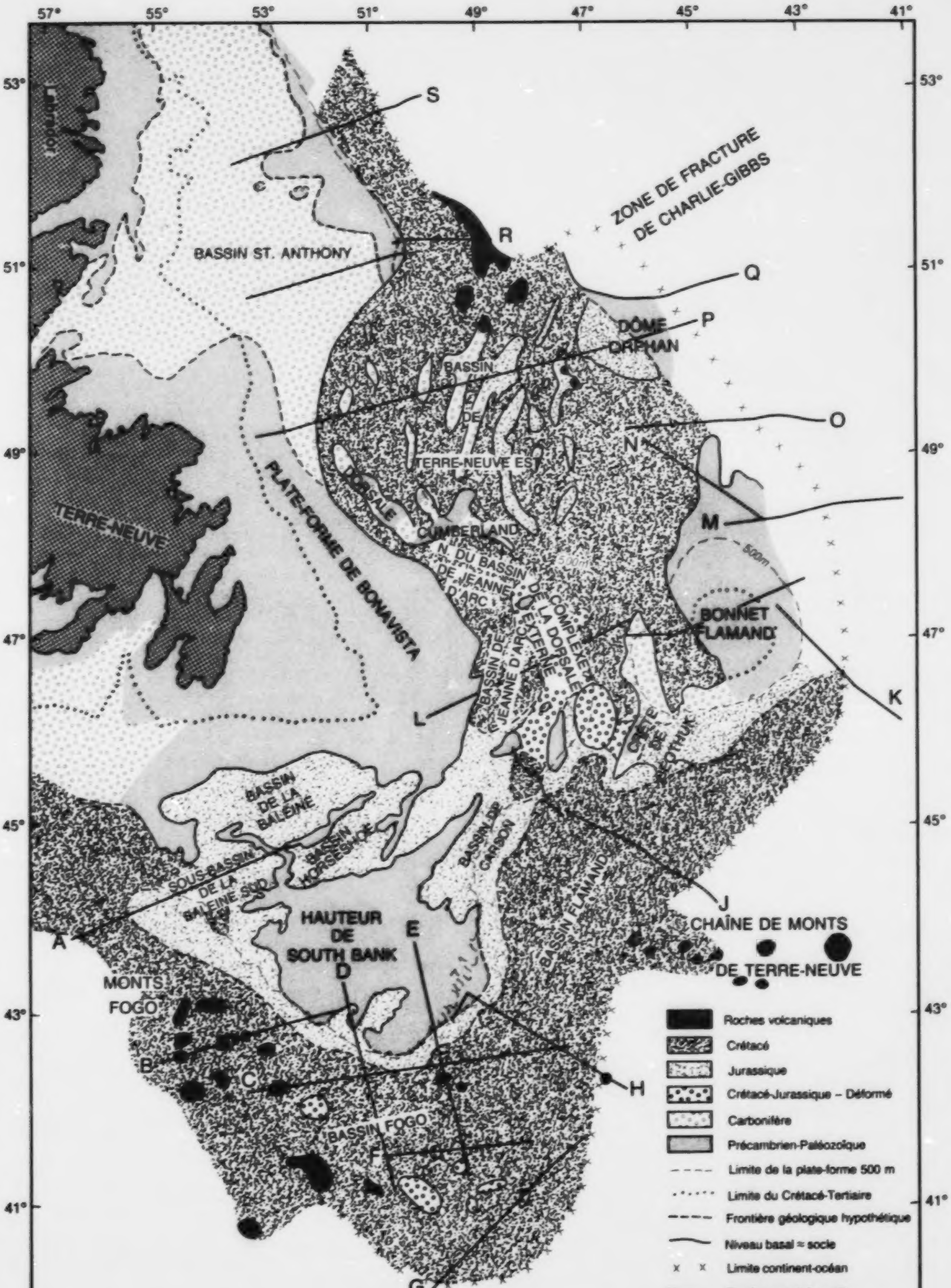


Figure 6-26. Carte géologique établie au niveau basal. Les lignes portant des lettres indiquent la position des coupes transversales présentées aux figures 6-18 à 6-25. La ligne en tiretés rouges est l'isobathe marine de 500 m.

sous-sol est constitué probablement de roches sédimentaires du Mésozoïque ou du Paléozoïque.

Dans les portions plus profondes de la région, comme le bassin de Terre-Neuve Est et la zone du talus et du glacis continentaux au sud des Grands Bancs (fig. 6-15), des réflecteurs sismiques inclinés et tronqués, présents dans des structures du socle, indiquent que les roches de ce socle se composent de sédiments déformés, et qu'une tranche considérable a été érodée. Le puits d'exploration Blue H-28 aboutit dans des strates carbonifères (M.S. Barss, communication personnelle, 1983), à l'extrémité sud d'une crête allongée (fig. 6-26). En conséquence, ce relief est considéré comme composé de roches carbonifères (fig. 6-26). Il existerait un mont sous-marin sur cette même crête à environ 100 km au nord-nord-est; des isobathes plus serrées permettraient de définir cette structure. Le mont sous-marin situé légèrement à l'ouest de 51°N, 49°W est surimposé à la surface du niveau basal (fig. 6-14), donc est sans doute plus récent que cette surface. Les exemples donnés à la figure 6-26 de modifications apparentes des traits géologiques le long des directions structurales démontrent que les directions structurales cartographiées à la figure 6-15 sont surimposées à des terrains plus anciens. Les contacts entre les unités du socle qui sous-affleurent au niveau basal peuvent provisoirement être projetés le long des axes de fosses séparant ces élévations du socle (fig. 6-15). Il peut y avoir des roches jurassiques dans certaines de ces fosses, mais leur étendue est dissimulée par les strates crétacées sus-jacentes.

Il a été déduit que les roches triasiques-jurassiques constituaient une composante du « socle » en direction du nord, à travers le dôme Orphan (fig. 6-26). Les forages de sédiments d'âge jurassique (Bajocien) sur le dôme Orphan confirment cette interprétation (Laughton et al., 1972). Les structures observées sur les profils sismiques du bassin de Terre-Neuve Est, qui sont probablement associées à un fluage du sel, pourraient aussi corroborer cette interprétation, mais les couches de sel, si elles existent, pourraient être plus anciennes que le Trias-Jurassique; des couches de sel carbonifères occupent le bassin St. Anthony sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve (Haworth et al., 1976a, b; Cutt et Laving, 1977). Par ailleurs, les évaporites présentes dans cette région pourraient être d'âge permien, tout comme les évaporites du Zechstein du nord-ouest de l'Europe (Zeigler, 1981).

Les données sismiques multicanal indiquent la présence de réflecteurs légèrement inclinés au-dessous de la surface du niveau basal de la dorsale de Terre-Neuve. Grant (1979) a comparé le caractère de ces réflecteurs à celui des strates mésozoïques des Grands Bancs. Cette interprétation contredit les hypothèses proposées auparavant (par exemple Auzende et al., 1970; Watson et Johnson, 1970; Sullivan et Keen, 1978) selon lesquelles la dorsale de Terre-Neuve se composerait de croûte océanique, et impose d'importantes limites à la reconstitution de cette partie de l'Atlantique Nord antérieurement à la dérive des continents.

La figure 6-26 montre, même si des portions substantielles de la tranche sédimentaire ont été enlevées par l'érosion, les vestiges d'un chenal marin de direction générale nord-est, d'âge jurassique, qui s'étendait à travers les Grands Bancs et virait vers le nord à l'est de Terre-Neuve. Jansa et Wade (1975) et Swift et Williams (1980) ont dessiné les limites originelles de ce chenal, en représentant l'élévation de South Bank et le bonnet Flamand comme des régions positives au sud-est et à l'est. La figure 6-26 montre les roches jurassiques qui bordent la partie sud de l'élévation de South Bank et indique que cette structure a peut-être été une île pendant le Jurassique, et que le chenal jurassique s'étendait au sud des Grands Bancs, en traversant le bassin Fogo jusqu'au bassin de Carson. La faune d'âge jurassique tardif trouvée dans le puits Bonnition H-32 présente peut-être de façon plus évidente des affinités de type « Atlantique ouvert », que la faune du même âge présente dans le bassin de Jeanne d'Arc (P. Ascoli, communication personnelle, 1986).

Le dôme Orphan est actuellement déprimé par rapport au bonnet Flamand et à la partie sud des Grands Bancs, mais les roches clastiques carbonifères (continentales) récupérées sur le site 111 du Deep Sea Drilling Project (Laughton et al., 1972), le calcaire ordovicien remonté par dragage (Legault, 1982), et les indices physiographiques d'une persistance à cet endroit de la topographie pré-jurassique (dévonienne ?)(Parson et al., 1984) indiquent que le dôme Orphan est peut-être une ancienne masse continentale. Comme l'indique le schéma de la figure 6-26, l'axe de la sédimentation jurassique s'étend peut-être vers le nord du côté ouest du dôme Orphan. Il n'est pas évident, d'après le caractère sismique du socle, que le chenal jurassique se soit prolongé vers l'est entre le bonnet Flamand et le dôme Orphan, mais il est important de noter que les déplacements différentiels verticaux survenus dans toute cette région, qui semblent au moins partiellement indépendants de la géologie préexistante, ont obscurci et compliqué les indices existants. À l'ouest, des roches jurassiques sont recouvertes par des strates crétacées au sud-ouest de la dorsale Cumberland, et pourraient exister en profondeur entre les élévations du socle, au nord de cette dorsale.

L'identification des unités géologiques apparaissant à la figure 6-26 est très conjecturale, dans la région de géologie complexe qui se trouve au sud-ouest du bonnet Flamand. Excepté quelques zones relativements peu étendues du socle fortement réflecteur, que l'on place provisoirement dans le « Paléozoïque-Précambrien », les données sismiques indiquent que dans cette région, les matériaux du socle se composent principalement de roches sédimentaires déformées. Grant (1972) a comparé le caractère sismique des roches sous-jacentes à la dorsale Beothuk à celui des strates carbonifères du bassin St. Anthony situé au nord-est de Terre-Neuve. Sans données fournies par un échantillonnage, cette hypothèse ne peut être rejetée; par conséquent les auteurs considèrent que les roches carbonifères sont sous-jacentes au flanc sud-ouest du bonnet Flamand (Fig. 6-26). De toute évidence, il faudra échantillonner le socle pour mieux comprendre la géologie de cette région.

La limite entre la croûte continentale et la croûte océanique, telle que tracée à la figure 6-26, représente le prolongement minimal vers l'océan, du caractère interprété comme « continental » d'après les données de sismique-réflexion (voir les coupes représentées aux figures 6-18 à 6-25). Au sud-est et au sud-ouest des Grands Bancs, cette limite tend à se situer du côté de l'océan par rapport à la limite déduite des données de sismique-réfraction (par exemple I. Reid, communication personnelle , 1987); de ce fait, il reste à déterminer si les vitesses indiquées par la sismique-réfraction sont nécessairement diagnostiques de la nature de la croûte.

Des monts sous-marins existent dans les régions qui théoriquement reposent sur une croûte continentale dans le bassin de Terre-Neuve Est et sont également présents en bordure du bassin Fogo au sud des Grands Bancs (fig. 6-26). Il est possible que ces derniers se soient constitués dans les zones de failles bordant le bassin Fogo.

GÉOLOGIE PÉTROLIÈRE

Découvertes

Plusieurs zones d'hydrocarbures reconnues et potentielles ont été identifiées dans les bassins des Grands Bancs. Elles comprennent des anticlinaux de rebroussement (rollover) associés à des failles listriques, des structures complexes de failles transbassinales, des structures de blocs faillés du socle, des structures halocinétiques et des pièges stratigraphiques liés à la fois à des discordances et à des biseaux sédimentaires. Cependant, des accumulations importantes d'hydrocarbures n'ont été découvertes que dans le bassin de Jeanne d'Arc. Les 35 puits d'exploration forés à cet endroit ont mené à 15 découvertes, ce qui représente un taux de succès d'environ 50 % (tableau 6-2 et fig. 6-6; voir le chapitre 12).

Les anticlinaux de rebroussement présentent une importance particulière dans le bassin de Jeanne d'Arc, puisque le champ pétrolier Hibernia est situé sur l'un d'eux (fig. 6-8). Les découvertes ultérieures, à l'aide des puits Hebron I-13 et Ben Nevis I-45 (fig. 6-6), ont été faites sur des fermetures structurales liées à un glissement le long de failles peu inclinées issues du flanc sud-est du bassin. Les structures d'Hibernia et de Ben Nevis se trouvent aussi aux extrémités opposées d'une structure faillée transbassinale, qui semble avoir joué un rôle important à la fois du point de vue de la formation de pièges et de la migration des hydrocarbures. Les succès des travaux d'exploration obtenu à l'aide des puits Nautilus C-92, South Mara C-13, Mara M-54, West Ben Nevis B-75 et North Ben Nevis P-93 confirment l'importance de cette structure.

Les autres découvertes pétrolières se trouvent sur le flanc est faillé du bassin situé à proximité du complexe de la dorsale externe (fig. 6-6). Les puits Terra Nova K-08 et Beothuk M-05 sont associés à une faille listrique peu inclinée se trouvant au sud de la structure faillée transbassinale. Au nord-est, les découvertes associées aux puits Whiterose N-22, Trave E-87 et South Tempest G-88 se situent sur des blocs faillés qui ont peut-être été déplacés par le fluage de sel, bien que dans cette région, les relations structurales profondes n'apparaissent pas de façon évidente dans les données sismiques disponibles. Les données sismiques indiquent que le puits North Dana I-43, situé sur le complexe de la dorsale externe, est probablement installé sur une structure de blocs faillés du socle. Le chapitre 12 contient davantage de données sur les découvertes et réserves de pétrole.

Toutes les couches réservoirs d'hydrocarbures reconnues se situent dans des grès du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, formés lors de la phase tardive du rift et de la transition à la dérive continentale. Ces réservoirs se trouvent dans les formations de Jeanne d'Arc, Hibernia, Catalina, Eastern Shoals, Avalon et Ben Nevis (fig. 6-10). Dans le puits de découverte Hibernia P-15, la Formation de Jeanne d'Arc se compose de grès et conglomérats fluviatiles, contenant des clastes qui atteignent parfois 10 cm de diamètre. La porosité moyenne est de 10 % dans cette zone. Les couches réservoirs moins profondes ont une granulométrie plus fine, et se composent généralement de grès grossiers à fins. Les valeurs moyennes de la porosité, dans les formations d'Hibernia, Catalina, Avalon et Ben Nevis, oscillent entre 17 et 21 %. Dans les roches clastiques et carbonatées de la portion inférieure de la séquence mésozoïque, ont été rencontrées des unités qui pourraient constituer de bons réservoirs, mais dans la majeure partie du bassin, elles ne peuvent être atteintes par les forages.

Formation, migration et accumulation des hydrocarbures

Le bassin de Jeanne d'Arc est le site de la plupart des importantes découvertes de pétrole au large des côtes de l'Est du Canada. Les réserves commerciales de ce bassin reflètent la combinaison des élément suivants : la présence d'une roche mère propice à une formation importante de pétrole (le Membre d'Egret dans la Formation de Rankin), une maturation thermique suffisante, la présence de couches réservoirs favorables, l'action de mécanismes de piégeage des hydrocarbures, une période opportune de formation de pièges et la présence de bonnes voies de migration des hydrocarbures. Cet ensemble de conditions favorables résulte de l'évolution tectonique particulière de la région après la formation de la roche mère et de la stratigraphie résultante. Nulle part ailleurs au large des côtes de l'Est du Canada, des conditions aussi propices n'ont été rencontrées. Bien qu'il existe de bonnes roches réservoirs dans le sous-sol de la plate-forme Néo-Écossaise et de la plate-forme du Labrador, aucune roche mère de pétrole mature n'a été rencontrée. Les roches mères tertiaires propices à la formation de pétrole sont très nombreuses, mais généralement immatures ou non associées à des couches réservoirs de bonne qualité. Au-dessus de l'axe du soulèvement d'Avalon, l'intervalle qui contient la roche mère du Membre d'Egret dans le bassin de Jeanne d'Arc a été mis à nu par l'érosion, et les roches contemporaines rencontrées dans le puits Eider M-75 se sont déposées dans un milieu continental à margino-marin et ne peuvent constituer des roches mères d'hydrocarbures de qualité. Les auteurs supposent que, par analogie avec le bassin de Jeanne d'Arc, le sous-bassin de la Baleine Sud pourrait contenir des roches mères du Jurassique supérieur, mais ceci n'a pas été confirmé (Powell, 1985).

Tous les hydrocarbures découverts jusqu'à présent dans le bassin de Jeanne d'Arc semblent appartenir à une même famille génétique qui, géochimiquement, se rapproche du type du Membre d'Egret, qui est constitué d'une séquence de calcaire et de shale calcaire d'âge kimméridgien. Cette roche mère est une unité distinctive et corrélable, possédant des paramètres géochimiques et des caractéristiques pétrographiques organiques différents de ceux de toutes les autres roches mères potentielles rencontrées dans le bassin. Les découvertes d'hydrocarbures semblent suivre un schéma géographique prévisible lié à l'évolution de la subsidence et à l'évolution de la maturation de la roche mère.

Bujak et al. (1977a, b) ont décrit les roches mères potentielles d'hydrocarbures présentes dans le bassin de Jeanne d'Arc. Ces auteurs ont démontré qu'au Jurassique tardif, au Crétacé tardif et au Tertiaire, se sont déposées des roches qui pourraient constituer de bonne roches mères

Tableau 6-2. Découvertes de pétrole et de gaz au large des côtes de Terre-Neuve.

PUITS (année)	INTERVALLE (m)	DÉBIT DE PÉTROLE (m^3/d)	DÉBIT DE GAZ ($x10^3m^3/d$)	DENSITÉ (°API)	REMARQUES
Hibernia P-15 (1979)	2422-2443	185,4	11,3	32,2	Formation d'Avalon
	3742-3746	321,3	59,5	34,5	Formation d'Hibernia
	3805-3822	592,1	124,6	35,5	"
	3841-3845	343,4	51,0	34,7	"
	3852-3858	422,4	53,8	34,9	"
	3898-3905	Pas d'écoulement; présence d'eau salée			"
	4113-4129	127,2	14,2	32,1	Formation de Jeanne d'Arc
	4113-4134	89,7	5,7	33,5	Réservoir soumis à des surpressions
Ben Nevis I-45 (1980)	2378-2446	4 Essais; pas d'écoulement, présence de pétrole et d'eau			Formation de Ben Nevis
	2891-2894	41,5	291,7	48,1	Formation d'Eastern Shoals
	4112-4477	6 Essais; formation dense, traces de pétrole et de gaz			Formation d'Hibernia
	4535-4550	253,7	339,5	38,9	Réservoir soumis à des surpressions
Hebron I-13 (1981)	1866-1876	121,1	5,7	19,0	Formation de Ben Nevis
	1905-1916	110,2	2,8	13,6	"
	2923-2940	491,4	42,5	29,0	Formation d'Hibernia
	3842-3857	848,3	82,1	31,0	Formation de Jeanne d'Arc
	4368-4381	592,2	110,5	36,0	Réservoir soumis à des surpressions
South Tempest G-88 (1981)	3826-3834	23,1	45,3	39,4	Formation de Rankin
	4041-4049	30,5	8,5	40,7	Réservoir soumis à des surpressions
	4109-4117	198,7	141,6	42,0	
Nautilus C-92 (1982)	3285-3300	334,0	53,8	31,0	Formation d'Avalon
	3325-3336	418,1	68,0	31,3	Réservoir soumis à des surpressions
	3982-4001	Traces de condensat		-	Formation de Catalina
					Réservoir soumis à des surpressions
North Dana I-43 (1983)	4537-4548	45,3 (Condensat)	354,0	51,5	Formation de Rankin Réservoir soumis à des surpressions
Terra Nova K-08 (1984)	3329-3336	173,8	28,3	35,1	Formation de Jeanne d'Arc
	3380-3397	542,8	73,6	34,9	"
	3410-3423	615,6	73,6	34,6	"
	3530-3544	104,3	8,5	35,1	"
Trave E-87 (1984)	2144-2150	11,8 (Condensat)	195,4	71,5	Formation d'Hibernia
	2232-2238	82,8 (Condensat)	506,9	69,3	"
South Mara C-13 (1984)	2952-2958	275,7	59,5	34,7	Communiqué de presse
	2926-2932	104,9 (Condensat)	399,3	58,7	"
					"
Whiterose N-22 (1985)	2663-2680	107,3 (Condensat)	606,1	54	Communiqué de presse
	2689-2695	25,9 (Condensat)	102,0	54	"
	2724-2727	pas de données	39,6		"
	3542-3554	87,0	11,3	32	"
	3565-3572	57,4	8,5	32	"
Beothuk M-05 (1985)	2740-3061	4 Essais; 3 ont donné du prétrole Meilleur débit mesuré 227,7		31	Communiqué de presse
Mara M-54 (1985)	1851-1857	98,6	2,8	21,6	Communiqué de presse
	2403-2408	122,4	8,5	21,5	"
	2704-2708	Quantités mineures de pétrole et d'eau		11	"
West Ben Nevis B-75 (1985)	2002-2015	97,3	5,7	28,1	Communiqué de presse
	2044-2065	Présence d'eau de formation			"
	2445-2465	340,1	19,8	22,8	"
	4498-4507	954,7	144,4	33,7	"
North Ben Nevis P-93 (1985)	3062-3067	91,6 (Condensat)	475,8	-	Communiqué de presse
	3080-3085	319,6	11,3	34	"
	3091-3095	449,0	25,5	34	"
Fortune G-57 (1986)	3989-4002	215,4	70,8	36	Communiqué de presse
	4030-4040	107,9	14,2	34,8	"
	4400-4452	786,0	152,9	35,5	"

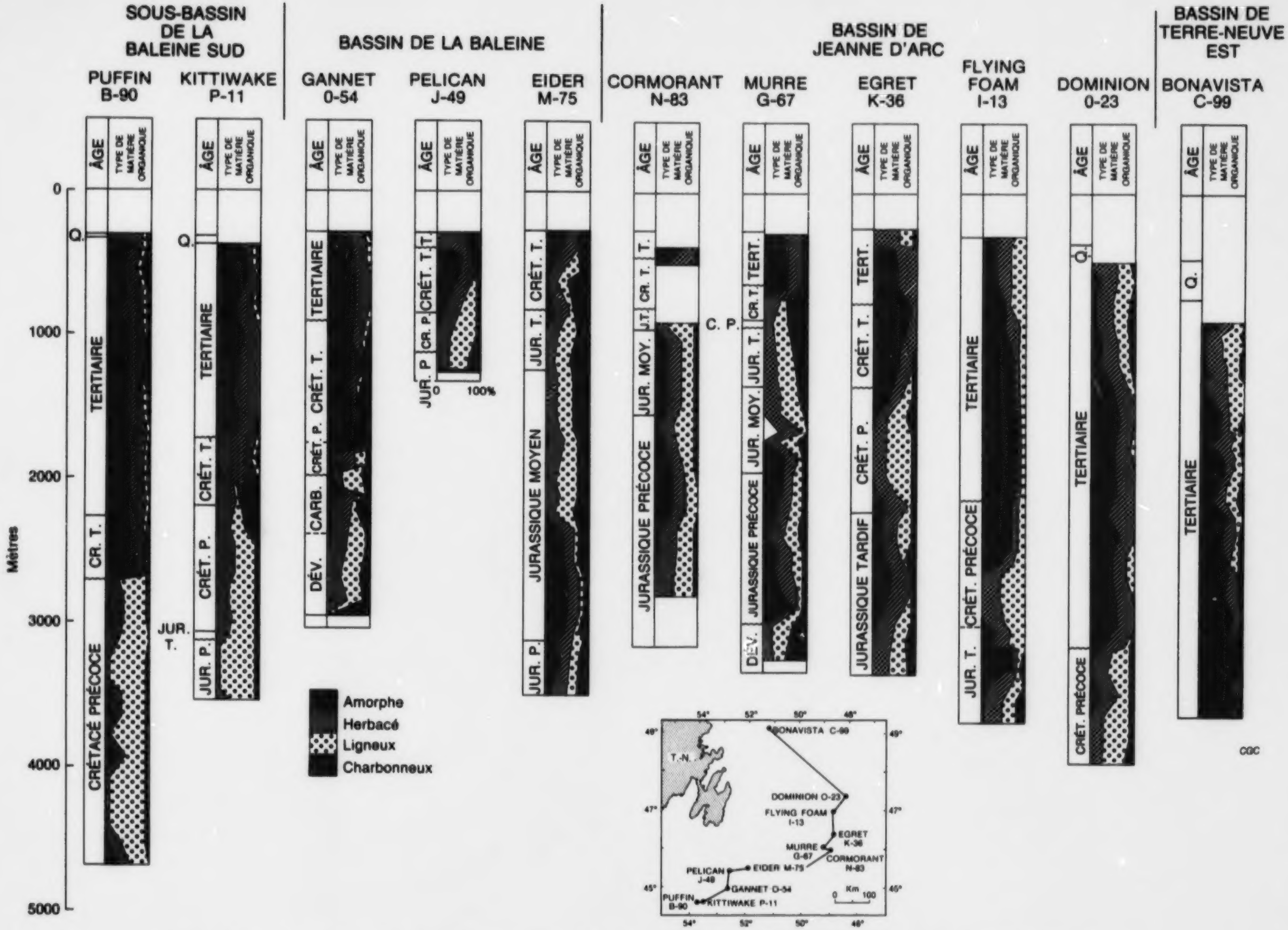


Figure 6-27. Types de matière organique, déterminés d'après la pétrographie organique d'échantillons prélevés dans des puits forés sur les Grands Bancs. La nature des hydrocarbures formés dépend du type de matière organique. La matière organique amorphe a le plus fort potentiel de formation de pétrole, tandis que la matière organique herbacée, ligneuse et charbonneuse a tendance à produire du gaz. La maturation organique et la quantité de matière organique sont des facteurs essentiels, du point de vue de la capacité d'une roche mère potentielle à former des hydrocarbures. La combinaison de ces facteurs au Jurassique tardif suggère que cet intervalle a le plus fort potentiel de formation de pétrole (d'après Bujak et al., 1977a, b.)

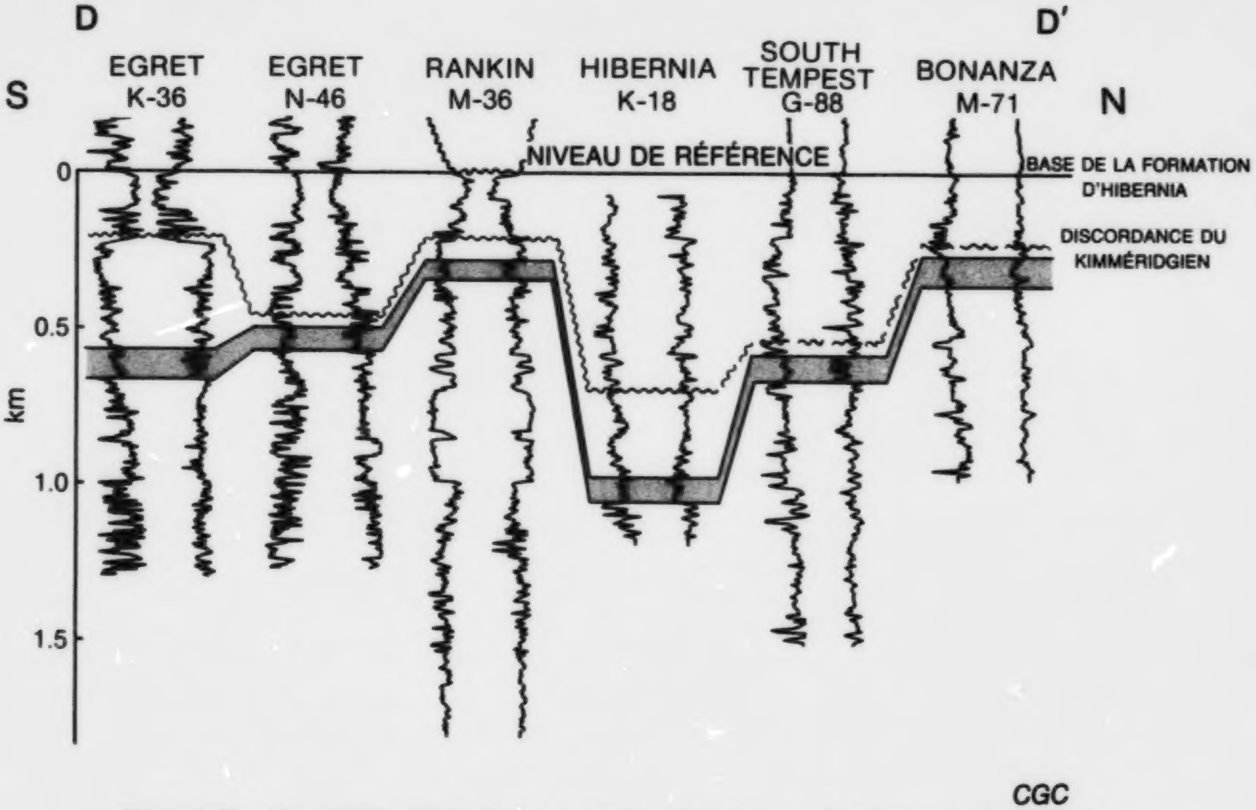


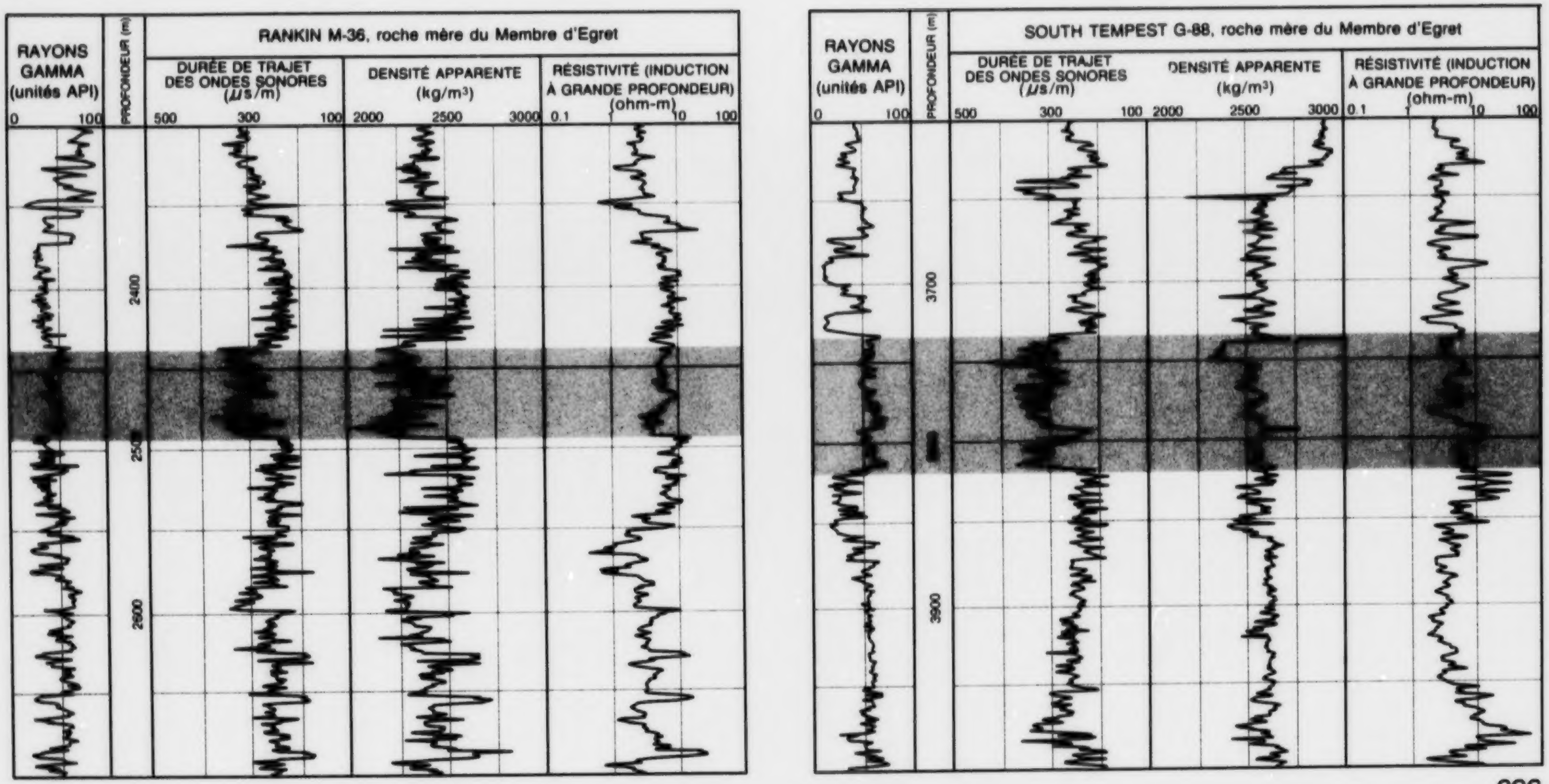
Figure 6-28. Diagraphies acoustiques et du rayonnement gamma effectuées dans les puits de la coupe DD' (du puits Egret K-36 au puits Bonanza M-71), indiquant la corrélation avec la roche mère du Membre d'Egret. La roche mère est indiquée en rouge. La figure 6-6 donne l'emplacement des puits et la trace de la coupe DD'.

d'hydrocarbures (Fig. 6-27). Les roches du Crétacé inférieur représentent une source potentielle de gaz. Bien que la Formation d'Iroquois du Jurassique inférieur, rencontrée dans les puits Cormorant N-83 et Murre G-67, ait un pourcentage élevé de matière organique amorphe, les roches mères potentielles sont minces et leur teneur en carbone organique total est faible. La tranche du Crétacé supérieur et du Tertiaire est généralement immature à marginalement mature dans ce bassin. Ainsi, les roches du Jurassique supérieur ont le meilleur potentiel comme source de pétrole. Cet intervalle est en évidence dans les puits Egret K-36 et Flying Foam I-13 (fig. 6-27). Il coïncide avec le Membre d'Egret de la Formation de Rankin.

Swift et Williams (1980) ont provisoirement établi une corrélation géochimique entre le faible volume de pétrole récupéré dans le puits Adolphus 2K-41, situé sur un diapir de sel dans la portion la plus profonde du bassin de Jeanne d'Arc, et la roche mère potentielle du Jurassique supérieur identifiée dans le puits Egret K-36. L'intervalle occupé par la roche mère dans le Membre d'Egret représente une épaisseur d'environ 75 à 100 m, et semble corrélable sur une vaste étendue (fig. 6-28). D'autres études biostratigraphiques seront nécessaires pour établir si l'unité est ou non un dépôt de même âge. Les puits Flying Foam I-13, North Dana I-43, Terra Nova K-08 et Trave E-87 sont les seuls autres puits pour lesquels de l'information ait été diffusée (à la fin de l'année 1986), qui aient atteint la roche mère, même si les données sismiques semblent indiquer que plusieurs puits forés dans la partie sud du bassin aient pu rencontrer cette roche mère (les données relatives à ces puits n'ont pas encore été rendues publiques).

Le Membre d'Egret se compose principalement d'un shale gris ou occasionnellement brun, blocailleux et calcaire. Au sud, ce membre contient des intercalations de marne. Les matériaux carbonés sont fréquents, et le shale a souvent un aspect résineux ou cireux. Des couches mères plus minces apparaissent aussi dans une zone pouvant atteindre environ 400 m d'épaisseur, qui encadre la roche mère principale. Cependant, toutes les couches mères se situent au-dessous de la discordance du Kimméridgien à l'intérieur de la Formation de Rankin. L'analyse des lithofaciès situés dans cet intervalle plus vaste révèle une distribution géographique générale mais évidente. La partie sud est dominée par un calcaire microcristallin gris clair à brun, argileux et localement oolitique et pelletoïde. Les parties nord et nord-est sont dominées par des shales gris passant progressivement à des siltstones et à un grès fin.

Dans les diagraphies de forages au câble, les roches mères du Membre d'Egret produisent une réponse



CGC

Figure 6-29. Diagraphie composite de la roche mère pétrolifère du Membre d'Egret, de deux puits du bassin de Jeanne d'Arc. La figure 6-6 indique l'emplacement des puits. La roche mère (en rouge) se caractérise par une vitesse acoustique plus faible, une densité moindre et une résistivité plus élevée que les autres roches de minéralogie et de compaction semblables qui ne constituent pas une roche mère. Cette signature pétrophysique distinctive est caractéristique du Membre d'Egret, et ce phénomène peut servir à l'identifier et à le corréler dans tout le bassin.

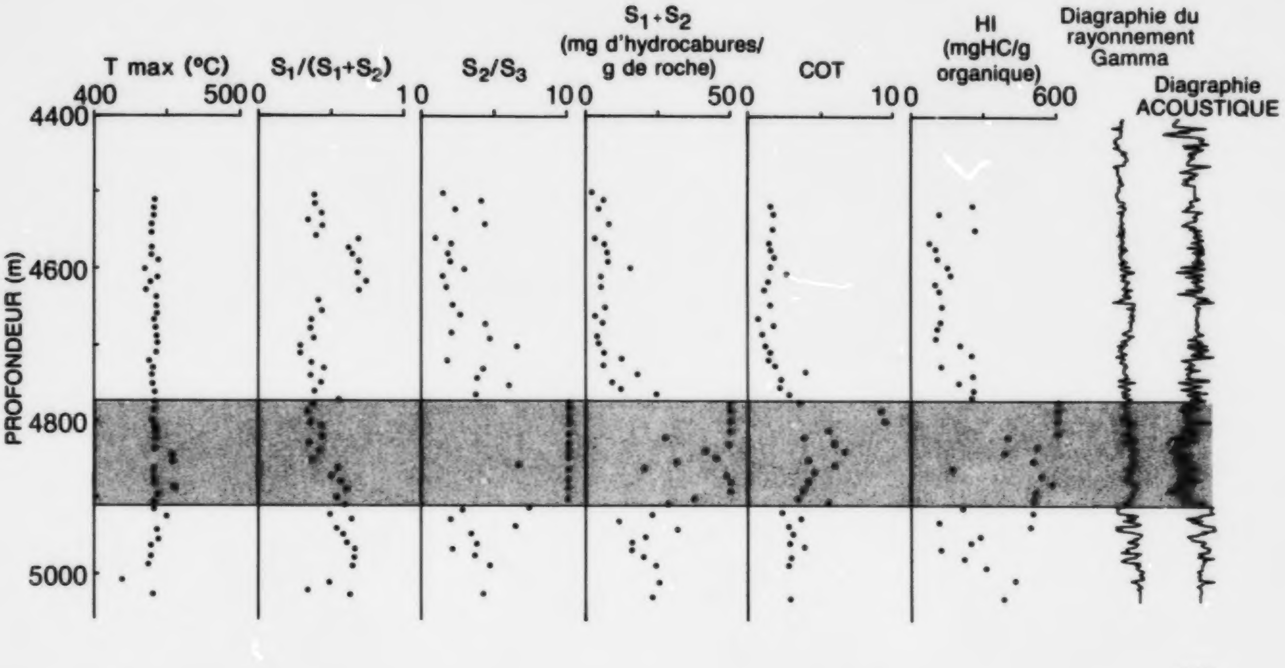
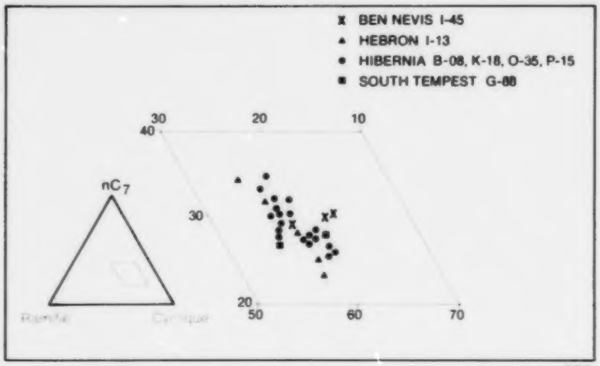


Figure 6-30. Résultats de la pyrolyse RockEval d'échantillons prélevés dans le puits Hibernia K-18 dans le bassin de Jeanne d'Arc (voir la fig. 6-6); l'intervalle de la roche mère apparaît en rouge. La pyrolyse consiste à chauffer un échantillon de roche en l'absence d'oxygène, jusqu'à ce que survienne la décomposition thermique de la matière organique dispersée. S1 indique la quantité d'hydrocarbures libres, autochtones ou ayant migré, dans l'échantillon. S2 représente les hydrocarbures produits par la conversion thermique de la matière organique, et S3 donne une mesure des quantités de gaz carbonique libérées. C O T est le pourcentage pondéral de matière organique. HI est l'indice d'hydrogène ou le rapport S2/COT. Tmax et S1/(S1 + S2) sont des indicateurs de la maturation organique. Le type de kérogène est classé selon les paramètres S2/S3 et HI, et les valeurs élevées observées sur l'intervalle de la roche mère indiquent l'existence du type I accompagné d'une quantité moindre du type II. Des valeurs élevées de S1 + S2 indiquent un bon potentiel de formation de pétrole.

distinctive, ce qui facilite leur identification (fig. 6-29). L'unité est caractérisée par un temps de parcours des ondes sonores plus long, par une densité plus faible et une résistivité plus élevée que les autres intervalles de shale dans la séquence sédimentaire. La signature distinctive des diagraphies provient de la teneur élevée en carbone organique et en hydrocarbures autochtones de l'unité mère, et est amplifiée par la sous-compaction résultant de surpressions.

Les données fournies par la pyrolyse RockEval permettent aussi d'identifier la roche mère et fournissent des paramètres géochimiques quantitatifs qui caractérisent la qualité de cette roche mère (fig. 6-30). La méthode RockEval permet d'analyser les matériaux d'origine organique présents dans toutes les roches sédimentaires; cette méthode consiste à chauffer un échantillon de roche de façon à simuler la maturation thermique naturelle. Les deux premiers paramètres de la figure 6-30 sont les indices de maturation qui généralement augmentent systématiquement en fonction de la profondeur. Cependant, les quatre derniers paramètres manifestent des valeurs anormales sur l'intervalle de la roche mère. Ces paramètres montrent que celle-ci est très riche en kérogène de types I et II propices à la formation de pétrole et est, de ce fait, très favorable à la formation de pétrole. Des résultats similaires donnés par la méthode RockEval relativement à plusieurs autres puits du bassin indiquent que la roche mère du Membre d'Egret est unique. Ces résultats sont une autre illustration du fait que les prolifiques roches mères de pétrole d'origine marine ne sont pas distribuées de façon aléatoire dans la colonne stratigraphique, mais tendent à survenir conjointement avec les trangressions marines mondiales lorsque divers facteurs se combinent pour réduire la circulation de l'eau, créant ainsi des conditions anoxiques favorables à la conservation de la matière organique. Ces conditions ont régné durant les périodes de haut niveau marin mondial, au Jurassique tardif et au Crétacé tardif. Il existe d'autres exemples notables de roches mères de pétrole d'âge jurassique tardif dans la mer du Nord, le bassin Ouest-Sibérien, et en Arabie Saoudite (Demaison et Moore, 1980).

Les données géochimiques indiquent que tous les pétroles jusque-là analysés appartiennent à la même famille génétique et ont une source commune. Les figures 6-31 et



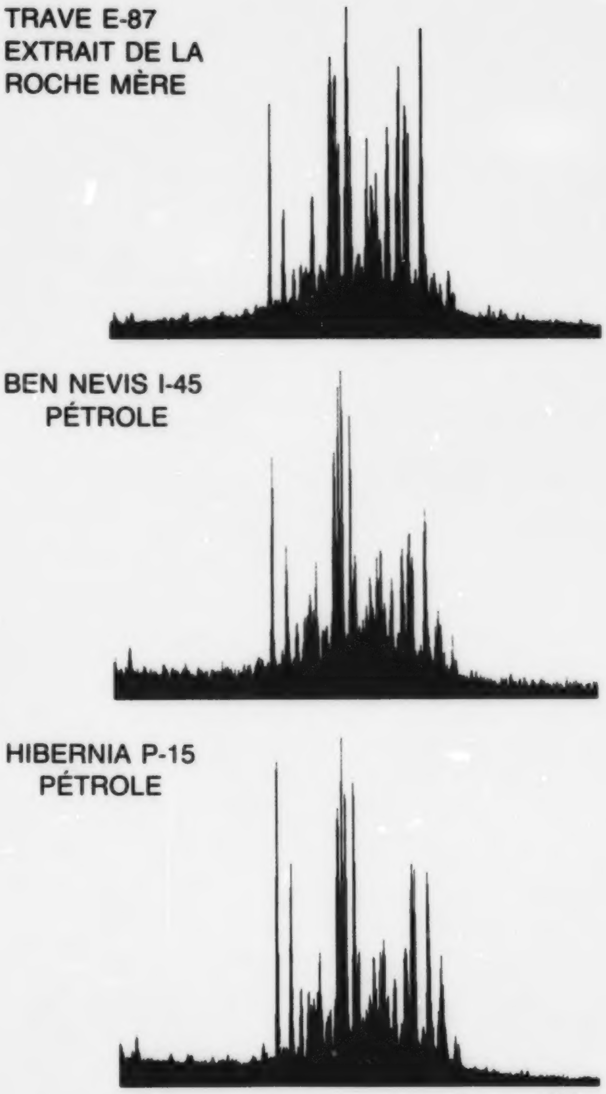
CGC

Figure 6-31. Diagramme ternaire de la composition normalisée des composés en C_7 (hectanes) dans les pétroles provenant de 7 puits du bassin de Jeanne d'Arc. La figure 6-6 indique l'emplacement des puits.

6-32 donnent des exemples de deux techniques de corrélation géochimique. La figure 6-31 est un diagramme ternaire de la composition normalisée des composés en C_7 de pétroles provenant de 7 puits du bassin de Jeanne d'Arc (Powell, 1984). Le vaste parallélogramme couvre le même champ que celui de plus faible étendue situé à l'intérieur du triangle, et le groupement serré suggère que les pétroles appartiennent à une seule famille. La figure 6-32 montre la signature de biomarqueurs de stéranes, séparés par chromatographie en phase gazeuse et spectrométrie de masse, et venant d'un extrait de la roche mère et de deux pétroles recueillis dans des puits largement espacés. Leur similarité frappante indique là aussi que les pétroles appartiennent à une seule famille génétique, et que leur source était le Membre d'Egret.

D'autres données géochimiques montrent que même si les pétroles sont semblables, ils diffèrent du point de vue de leur état de maturation, même à l'intérieur de nappes séparées contenues dans un seul puits. La figure 6-33 est un diagramme croisé du rapport 20S sur 20R des biomarqueurs de stéranes en C_{29}, en fonction du rapport 14ß17ß sur 20R des biomarqueurs de stéranes en C_{29}. Sur les deux axes, 20R est le même composé biologique qui, par isomérisation au cours de la maturation, donne deux composés plus stables du point de vue géologique, 20S et 14ß17ß. Les deux rapports sont nuls à l'origine, c.-à-d. au début de la sédimentation, et l'état de maturation augmente avec l'élévation de la courbe vers la droite.

Les diagrammes croisés applicables à tous les pétroles provenant du puits Hebron I-13 manifestent des caractéristiques de maturité moyenne. L'intervalle vertical d'essais aux tiges (DST) est de 2 500 m dans ce puits, et les pétroles se trouvent dans au moins trois réservoirs physiquement distincts. Ceci indique que les pétroles se sont introduits dans les réservoirs durant la même phase de migration, et qu'il y a eu une importante migration verticale. Un effet similaire est évident dans le cas des pétroles du puits Hibernia P-15, même si ces pétroles paraissent moins matures dans l'ensemble.



CGC

Figure 6-32. Comparaison des distributions des stéranes déterminés par CG-MS sur un extrait de la roche mère d'Egret, prélevé dans le puits Trave E-87, et sur des pétroles produits dans les puits Ben Nevis I-45 et Hibernia P-15. La figure 6-6 montre l'emplacement des puits.

La maturation a manifesté des tendances intéressantes dans quelques puits. Les pétroles provenant du puits Ben Nevis I-45, par exemple, montrent un état de maturation croissant entre le site de l'essai DST 11, à environ 2 400 m de profondeur dans les sables de la Formation de Ben Nevis, et le site de l'essai DST 3, à environ 4 400 m de profondeur dans les sables d'Hibernia. En d'autres termes, le pétrole est plus mature dans les réservoirs plus profonds. Les données sur la gamme des essences montrent des tendances de l'état de maturation similaires, mais aussi une tendance inverse dans plusieurs autres puits.

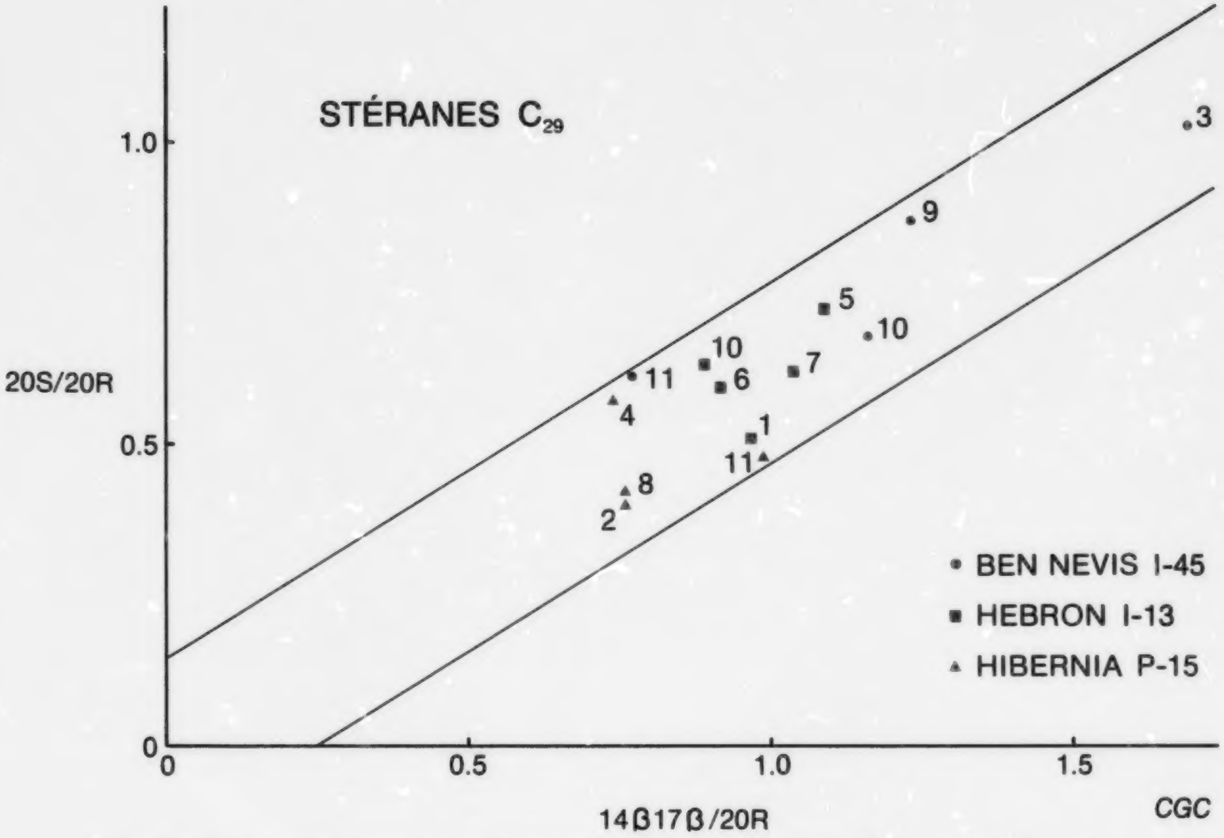
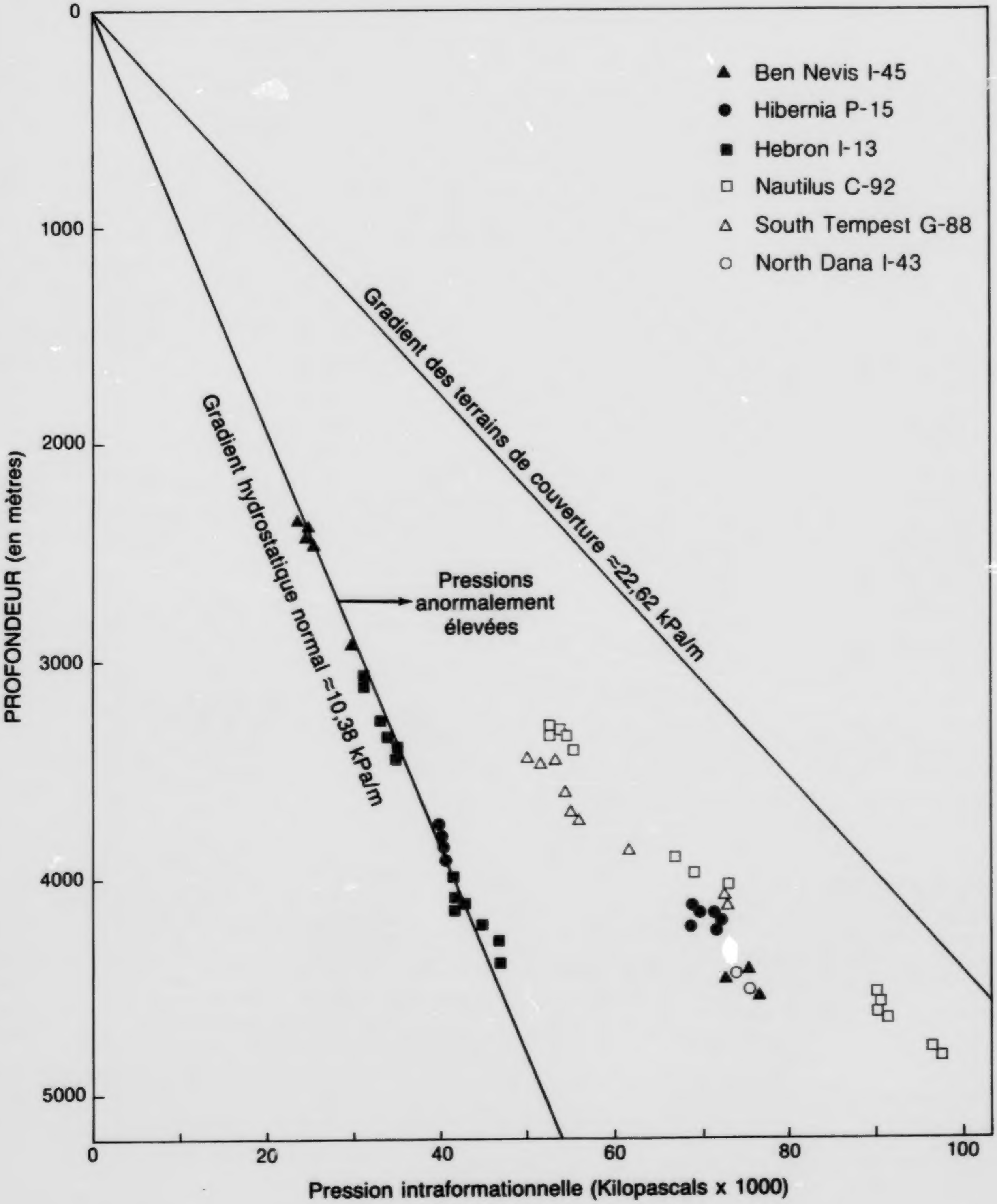


Figure 6-33. Diagramme croisé du rapport 20S/20R au rapport 14β17β/20R des biomarqueurs de stéranes en C_{29}, provenant d'échantillons prélevés dans trois puits du bassin de Jeanne d'Arc. La figure 6-6 indique l'emplacement des puits. Les numéros désignent les essais aux tiges.

Il est possible d'envisager divers scénarios pour expliquer ces phénomènes, mais il est évident que divers épisodes de migration et de mise en place du pétrole ont provoqué des variations verticales de l'état de maturation d'une nappe à l'autre. Toutes les découvertes de pétrole ont été faites dans les séquences 3 et 4 de la phase tardive du rift et de la transition à la dérive continentale du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur; la roche mère se situe très près du sommet de la séquence 2 caractéristique d'un bassin épicontinental stable. Par conséquent, le pétrole a migré verticalement sur de grandes distances.

Il semble que le principal mécanisme de migration du pétrole soit l'épanchement périodique de ce produit le long de failles et fractures qui se sont ouvertes sporadiquement en réponse à l'accumulation de pressions des fluides anormalement élevées. Des zones de surpression ont été rencontrées dans les six premiers puits de découverte du bassin de Jeanne d'Arc (fig. 6-34). Trois de ces puits ont dû être interrompus à peu de distance de la profondeur totale projetée, lorsque les pressions se sont rapprochées des limites auxquelles pourrait survenir une éruption incontrôlée. Des hydrocarbures ont été découverts à la fois dans les régimes hydrodynamiques de pression normale et de surpression. Dans le bassin de Jeanne d'Arc, le sommet de la zone de surpression se trouve généralement au sommet ou près du sommet du Shale de Fortune Bay, qui est latéralement continu. Dans tous les cas étudiés, les surpressions sont associées aux anomalies de compaction des shales, observées dans les diagraphies des temps de parcours des ondes sonores en fonction de la profondeur (fig. 6-35). À l'intérieur des zones de surpression, les temps de parcours des ondes sonores dans les shales se situent considérablement au-dessus des valeurs caractérisant les zones de pression normale à une profondeur équivalente. Ceci reflète une augmentation significative de la porosité des shales causée par l'incapacité des fluides interstitiels de s'échapper librement, et la sous-compaction qui en résulte. Les fluides doivent donc subir une partie des contraintes imposées par les terrains de couverture, et leur pression s'élève au-dessus des niveaux hydrostatiques normaux. Il peut y avoir sous-compaction si la charge sédimentaire augmente trop rapidement, ou si la transmissibilité de la roche est trop faible pour que le fluide s'échappe.

La cause première de la sous-compaction est probablement l'application rapide d'une surcharge durant la phase initiale de la seconde période de subsidence accompagnant la formation du rift. Dans de nombreux puits, les diagrammes de la pression en fonction de la profondeur indiquent que la pression s'exerçant dans la zone étanche augmente beaucoup plus rapidement que ne le laisse



CGC

Figure 6-34. Diagramme de la pression mesurée en fonction de la profondeur, dans 8 puits de découverte du bassin de Jeanne d'Arc.

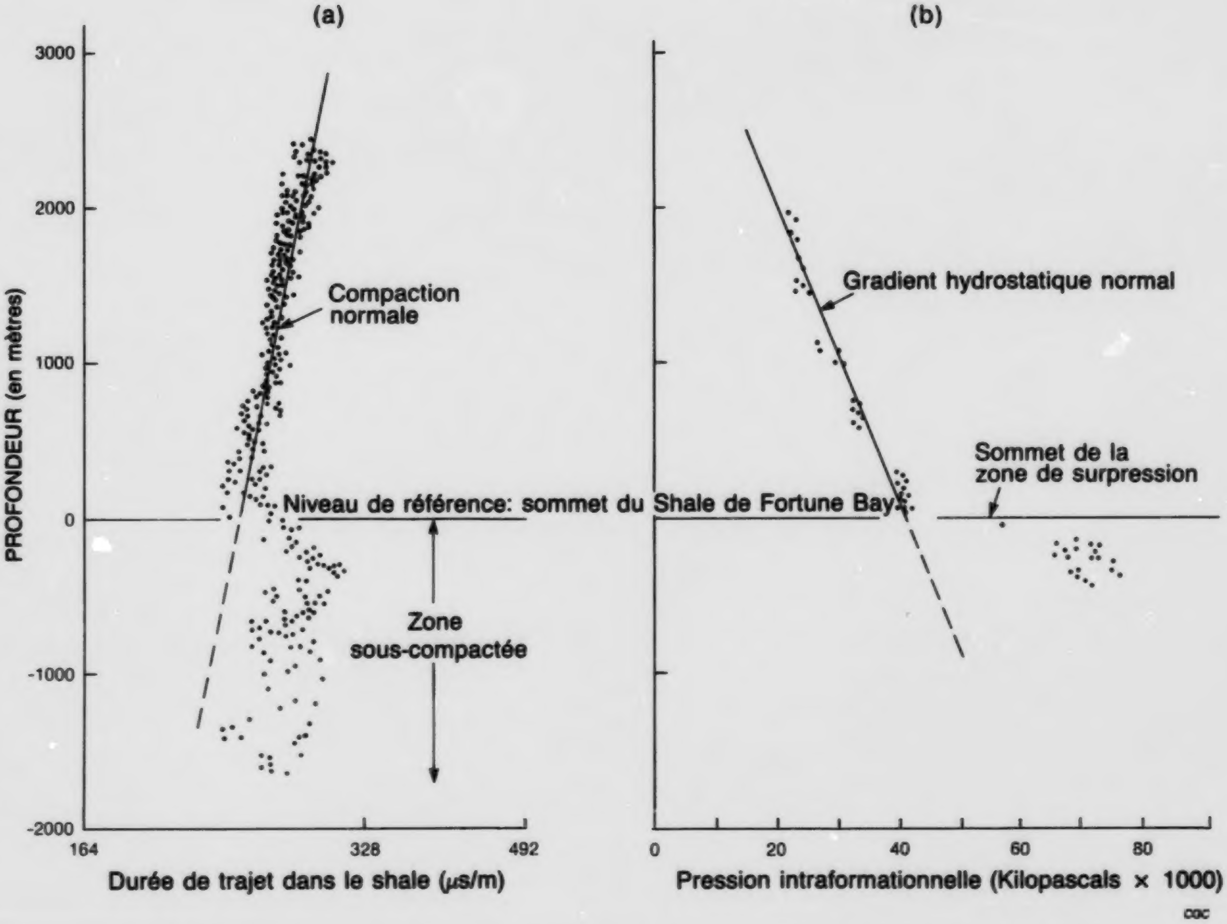


Figure 6-35. Diagramme des temps de parcours des ondes sonores dans le shale (a) et de la pression mesurée dans les roches poreuses (b), dans les puits Hibernia B-08, K-18, O-35 et P-15.

prévoir une simple surcharge, probablement en raison d'effets de dilatation thermique et de la formation des hydrocarbures. Ceci signifie qu'en profondeur, la résistance à la compression des shales diminue régulièrement jusqu'à ce qu'ils deviennent mobiles, donc créent dans la tranche sus-jacente des failles et fractures le long desquelles peuvent se libérer les pressions, s'échapper les fluides et migrer le pétrole. Ce processus est cyclique, parce que les failles se referment suite à la diminution de pression.

Des études préliminaires semblent indiquer qu'il y a eu une interruption dans le taux normal de transformation de la smectite en illite, à l'intérieur des argiles associées au sommet de la zone de surpression (L.F. Jansa, communication personnelle, 1985). Ce retard dans la diagenèse des minéraux argileux résulte peut-être directement de l'absence de déshydratation des zones sous-compactées et confirme la théorie selon laquelle un enfouissement rapide provoquerait l'apparition relativement rapide de surpression.

Il a été possible d'estimer l'époque de la formation et de la migration des hydrocarbures dans le bassin de Jeanne d'Arc, en déterminant le moment où la roche mère a atteint sa maturité thermique. La relation actuelle entre l'état de maturation et la profondeur a été determinée d'après des mesures de la réflectance de la vitrinite (Ro), faites sur des échantillons prélevés dans 13 puits de la région. Il a été possible d'estimer l'évolution de la maturation des sédiments dans ces puits, en calculant les indices temps-température (ITT) d'après l'information biostratigraphique (histoire de l'enfouissement) et l'information géothermique (Ervine, 1985) disponibles. Dans le cas du kérogène de type II, la formation du pétrole devrait commencer lorsque la valeur de Ro est d'environ 0,5 %. La formation du pétrole atteint son maximum pour une valeur de Ro approximativement égale à 0,8 %, et prend fin lorsque la Ro a une valeur approximative de 1,2 % (Dow, 1977). La corrélation entre les valeurs d'ITT et de Ro obtenues pour les 13 puits, nous donne des valeurs d'ITT équivalentes de 2, 25 et 240 correspondant au début, au maximum et à la fin de la phase de formation du pétrole, ce qui nous permet de calculer l'état de maturation thermique des sédiments de puits où l'on a pu obtenir les résultats de mesures

de Ro. En reportant ces valeurs d'ITT sur des diagrammes présentant les courbes de l'histoire de l'enfouissement et les grilles de température, on peut définir le moment et la profondeur auxquelles la roche mère du Jurassique supérieur a recontré les conditions favorables à la formation de pétrole pour chacun des puits. Dans la coupe transversale de la roche mère la plus mature forée jusqu'à présent, le sommet de la « fenêtre de formation du pétrole » (valeur d'ITT de 2) n'a été atteint qu'à l'Albien, et le maximum de la formation (valeur d'ITT de 25) s'est manifesté à l'Éocène. La majeure partie des pièges structuraux et stratigraphiques identifiés dans le bassin de Jeanne d'Arc se sont formés avant et durant la période d'activité tectonique du Crétacé moyen. Par conséquent, tous ces pièges se prêtent à des accumulations d'hydrocarbures, lorsqu'ils sont favorablement situés par rapport à la roche mère du Jurassique supérieur.

Dans le bassin de Jeanne d'Arc, un grand nombre des découvertes de pétrole se situent à l'intérieur ou à proximité de la zone de failles transbassinales partant du champ Hibernia, de direction générale est-sud-est. Du pétrole et du gaz ont été découverts du côté ouest du bassin, au nord de cette zone. Cette configuration s'explique sans doute par l'évolution de la maturation caractérisant la roche mère du Membre d'Egret.

La carte du gradient thermique actuel du bassin (fig. 6-36) ressemble à la carte isopaque des sédiments (fig. 6-6). Les gradients thermiques les plus élevés sont associés à des structures diapiriques salifères qui traversent la tranche sédimentaire au moins jusqu'au niveau du Crétacé supérieur. Cette situation résulte de la conductivité thermique relativement élevée des couches de sel comparativement à la faible conductivité des épais sédiments adjacents du Mésozoïque. Cet effet est probablement accentué par la migration verticale des fluides chauds autour des diapirs. Les faibles gradients thermiques des puits situés sur la marge des bassins reflètent sans doute la minceur de la séquence du Mésozoïque-Cénozoïque. Par conséquent, les gradients thermiques actuels paraissent contrôlés par les structures, et reflètent les contrastes de conductivité.

Ces gradients thermiques présentent une bonne corrélation avec les profils actuels de maturation, établis à partir de la réflectance de la vitrinite. Des profils de maturation élevée caractérisent les puits de gradient thermique élevé et inversement. La figure 6-37 est une carte isobathe jusqu'au toit de la fenêtre de formation du pétrole, qui correspond à une réflectance de la vitrinite (Ro) égale à 0,5 %. Elle montre que le sommet est plus profond là où les gradients thermiques sont plus bas. La même relation est en évidence sur la carte de la base de la fenêtre de formation du pétrole, qui correspond à une réflectance de la vitrinite (Ro) égale à 1,35 % (fig. 6-38). Les figures fournissent un aperçu de l'aspect tridimensionnel actuel de la fenêtre théorique de formation du pétrole.

Étant donné que la configuration structurale du bassin de Jeanne d'Arc était déjà constituée avant le Crétacé tardif, le processus dominant a été l'enfouissement sous une couverture de sédiments progradants d'épaisseur croissante au Mésozoïque terminal et au Tertiaire. La configuration actuelle du gradient thermique a donc sans doute existé pendant les 100 derniers Ma. Si tel est le cas, il est probable que la fenêtre de formation du pétrole, qui peut maintenant être tracée, s'est élevée dans la stratigraphie pendant cette période.

La figure 6-39 est une carte structurale schématique du toit de la roche mère, et cette carte indique aussi où la roche mère intersecte la fenêtre de formation du pétrole. D'après cette carte, il est évident, que dans le bassin de Jeanne d'Arc, le « point d'intérêt » est la structure faillée transbassinale où se situent un grand nombre des découvertes de pétrole, représentées par des points noirs, dont le champ pétrolier géant Hibernia.

Comme indiqué plus haut, la principale période de mouvements le long des failles se situe à l'Albien. À cette époque, la zone de formation du pétrole se trouvait au nord de sa position actuelle, en raison du schéma de subsidence du bassin. Ainsi, de façon fortuite, ont eu lieu simultanément la création de pièges structuraux, la formation des hydrocarbures et l'ouverture de voies de migration du pétrole. Ceci, en même temps que l'excellente qualité de la roche mère potentielle d'hydrocarbures, et l'existence de bons réservoirs poreux au-dessus de cette roche, fait que le bassin de Jeanne d'Arc est la meilleure cible actuellement connue sur la côte Est du Canada pour l'exploration pétrolière.

SOMMAIRE

Dans la région de l'Atlantique Nord, le modèle de la tectonique des plaques constitue un cadre de référence utile pour décrire l'évolution tectonique et stratigraphique de la marge continentale autour de Terre-Neuve. L'image stratigraphique du bassin de Jeanne d'Arc qui ressort maintenant de cette étude sera peut-être un outil précieux pour préciser la chronologie et évaluer l'intensité des épisodes de la tectonique des plaques. La base de données géologiques relatives au bassin de Jeanne d'Arc continuera à se développer à mesure que les sociétés pétrolières feront des recherches suivies sur les découvertes d'hydrocarbures dans divers contextes structuraux et stratigraphiques. La recherche gouvernementale et industrielle portant sur tous les aspects de ces données progresse actuellement, et les résultats de ces travaux commencent à être publiés (par exemple Ervine, 1985; Hubbard et al., 1985; Avery et al., 1986; Grant et al., 1986a, b; Meneley, 1986; Enachescu, 1987; Keen et al., 1987a, b; Tankard et Welsink, 1988).

Dans le présent chapitre, la synthèse régionale de la zone du talus et du glacis continentaux est principalement basée sur l'extrapolation, à partir des données géophysiques, du contrôle géologique de la plate-forme continentale. Le résultat le plus important de cette synthèse est peut-être le fait qu'elle indique la grande diversité des structures de la marge continentale, et l'incertitude générale quant à la nature et à la position de la limite entre la croûte continentale et la croûte océanique. Un levé détaillé de sismique-réfraction réalisé sur la marge sud-ouest des Grands Bancs indique l'existence d'une zone de transition étonnamment étroite (20 à 30 km) entre la croûte de type continental et la croûte de type océanique (I. Reid., communication personnelle, 1987). Ce résultat, à lui seul, ne permet pas d'établir si cette zone était autrefois une marge de type transformant, mais il démontre que, pour pouvoir résoudre ces problèmes, des levés de sismique-réfraction très détaillés sont nécessaires.

Les transects de sismique-réflexion à grande profondeur (LITHOPROBE), obtenus sur la marge et décrits par Keen et al. (1987a), révèlent l'existence d'autres complexités

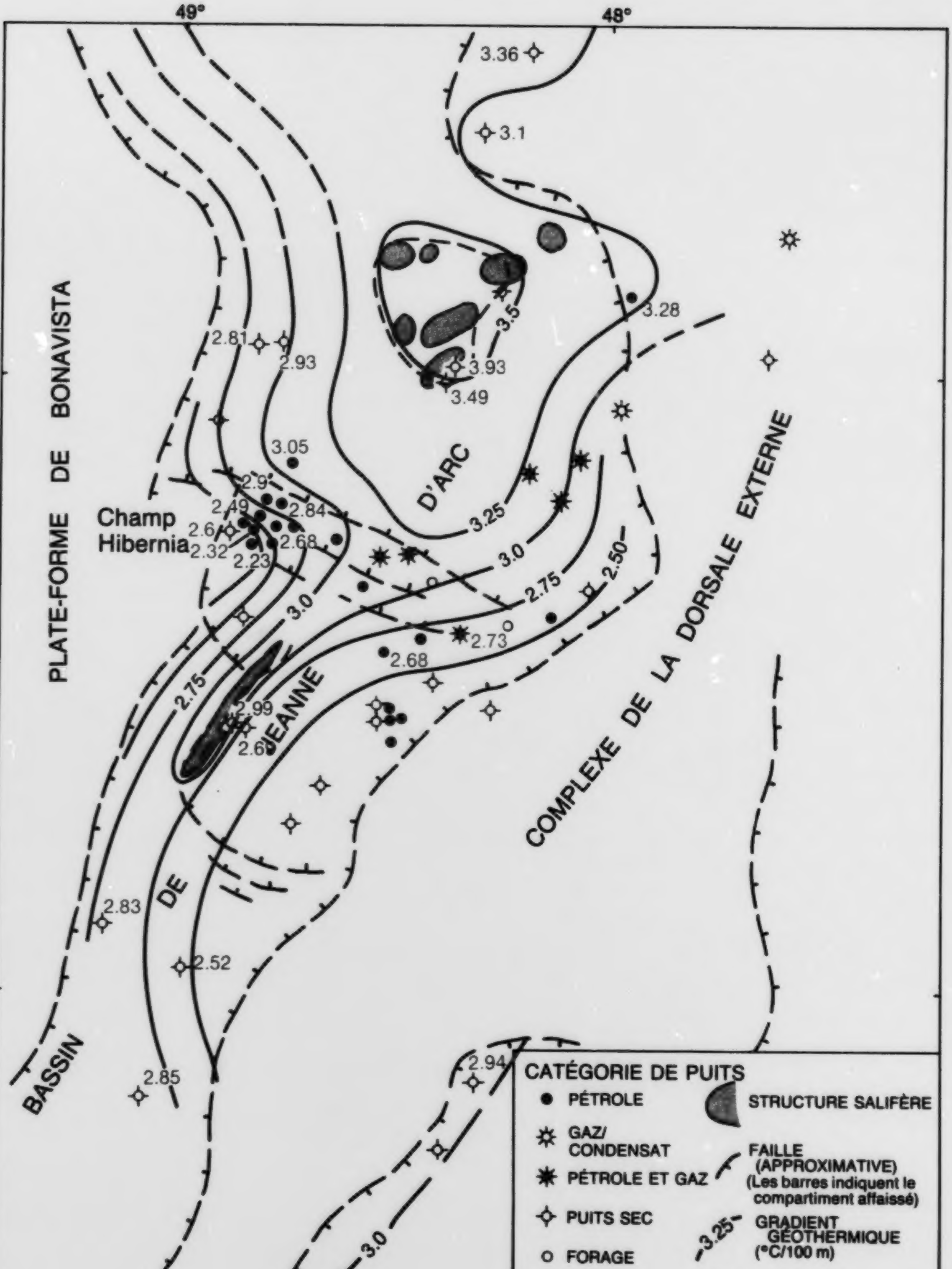


Figure 6-36. Carte des gradients géothermiques du bassin de Jeanne d'Arc (degrés C/100 m).

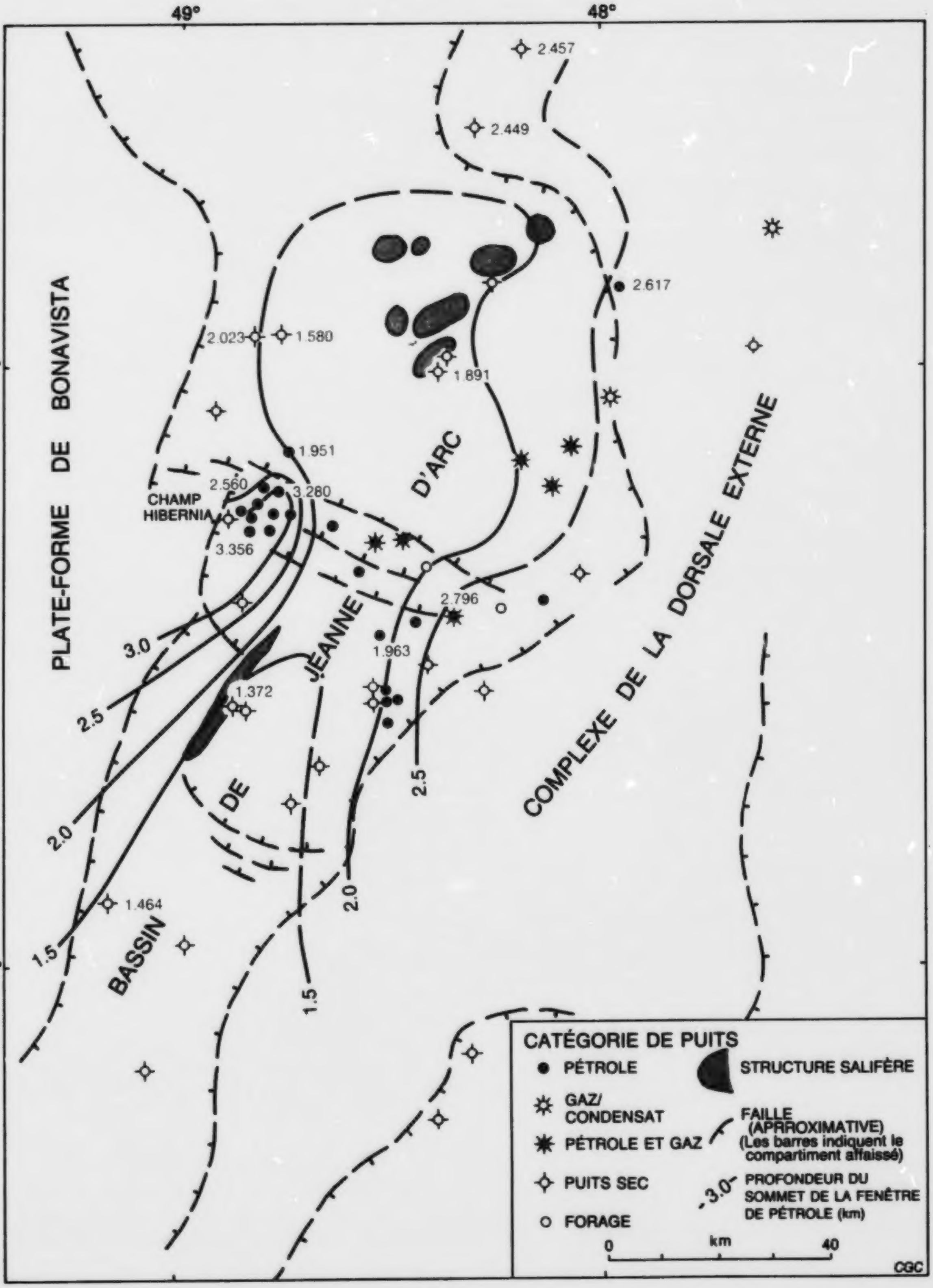


Figure 6-37. Profondeur du sommet de la fenêtre de pétrole (Ro = 0,5 %) dans le bassin de Jeanne d'Arc.

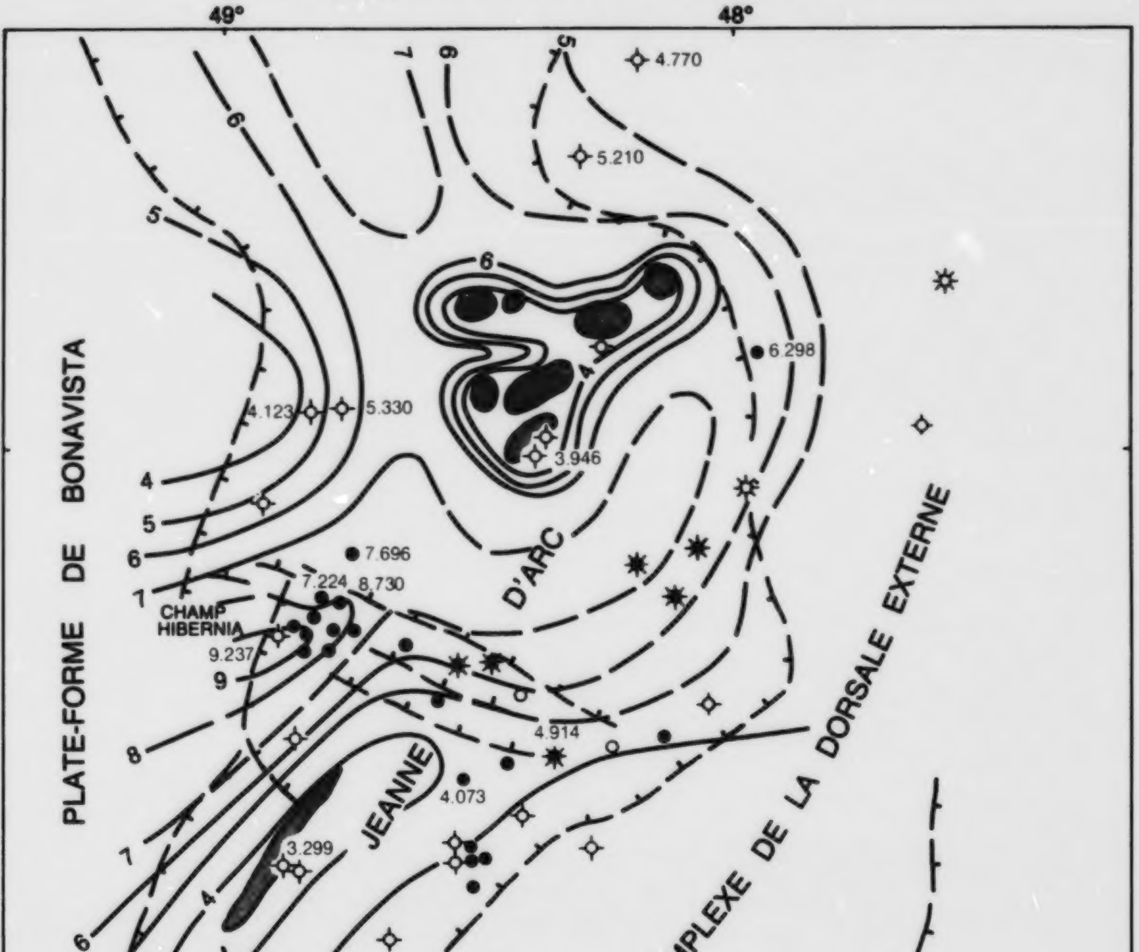


Figure 6-38. Profondeur de la base de la fenêtre de pétrole (Ro = 1,35 %) dans le bassin de Jeanne d'Arc.

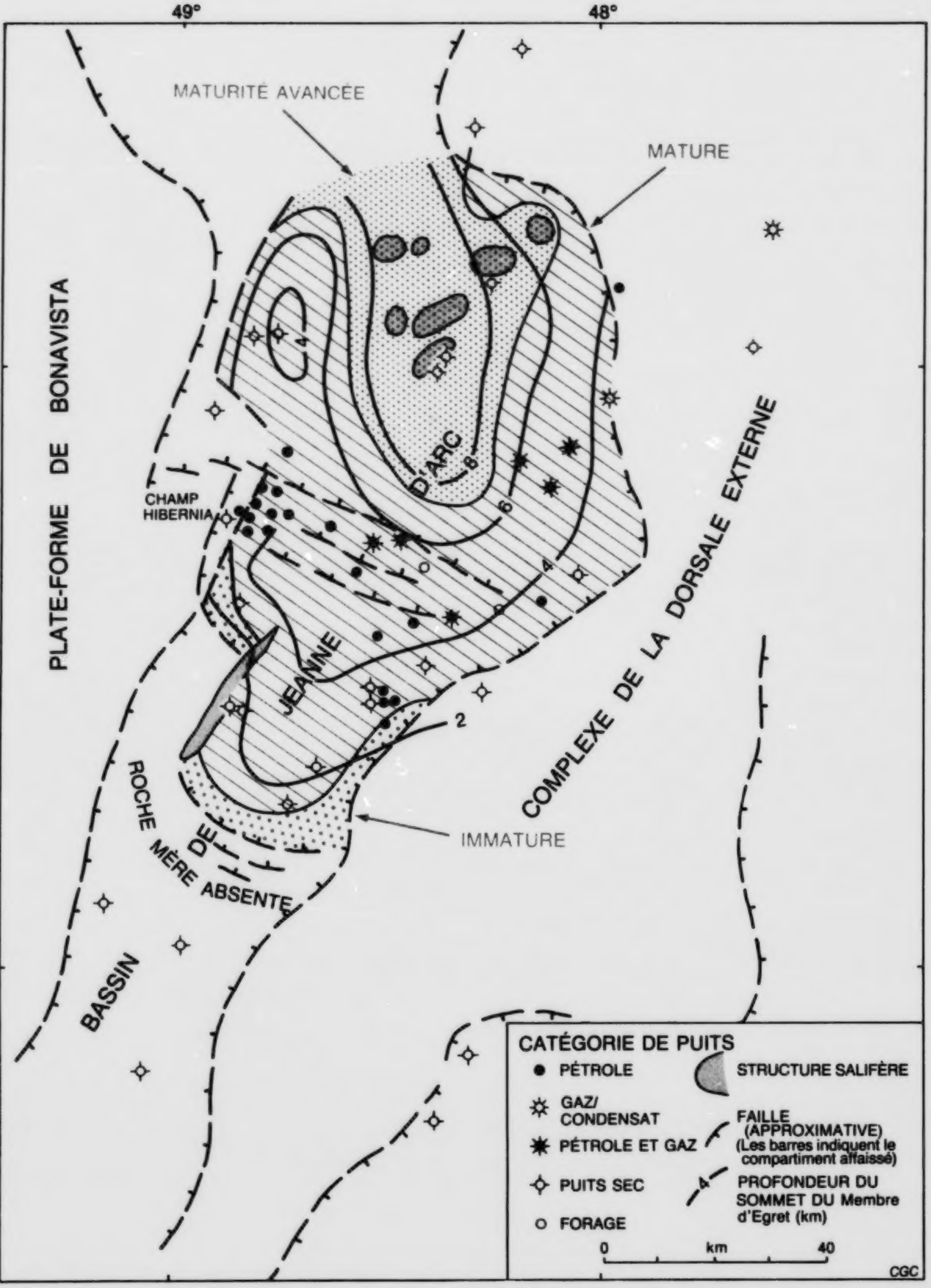


Figure 6-39. Profondeur du sommet de la roche mère pétrolifère du Membre d'Egret dans le bassin de Jeanne d'Arc. Le petit pointillé rouge indique où la roche mère présente un état de maturation avancée, les hachures indiquent où elle se situe à l'intérieur de la fenêtre de pétrole, et les points rouges grossiers indiquent où la roche mère n'a pas atteint un état de maturation organique suffisant pour former du pétrole.

caractérisant la zone de transition entre l'océan et le continent, et en particulier, démontrent l'existence de failles crustales profondes associées à certains bassins des Grands Bancs. Ces failles semblent devenir subhorizontales au niveau ou près du niveau du Moho, et pourraient indiquer une distension de la croûte associée à la formation de ces bassins. Là aussi, les résultats démontrent la nécessité d'un meilleur contrôle de la subsurface pour résoudre les problèmes à l'échelle de la croûte.

De toute évidence, il apparaît important de résoudre les problèmes soulevés ci-haut afin de mieux comprendre la géologie de cette région et, de façon plus générale, les processus qui contribuent à la formation des marges continentales. Étant donné la dynamique actuelle de la recherche géologique et géophysique dans cette région, les perspectives d'augmenter les connaissances utiles à ce sujet semblent excellentes.

La majorité des données géologiques et géophysiques ayant été recueillies dans cette région au cours de la prospection des hydrocarbures, il convient de conclure cette section par un commentaire sur les zones et contextes géologiques qui sont peut-être les plus favorables aux futurs travaux d'exploration. Les cibles les plus évidentes sont les régions où s'observent les séquences sédimentaires les plus épaisses au large des plates-formes. En général, ces zones ont déjà fait l'objet de levés de la part de l'industrie, et ont été évaluées en fonction de leur accessibilité aux techniques de forage et de production actuelles. Cependant, en employant l'interprétation présentée à la figure 6-26, qui démontre que certaines des structures du « socle » de ces zones sont peut-être constituées de roches mères et de roches réservoirs potentiellement intéressantes, il serait possible détablir un classement de ces régions selon leur aptitude à la prospection pétrolière. Par exemple, une région qui se prêterait à l'exploration est la région non testée du bassin Fogo au sud des Grands Bancs. Même s'il se trouve en eau relativement profonde, il pourrait être le plus vaste des bassins mésozoïques de la marge continentale de Terre-Neuve.

Il reste à explorer, selon une approche stratigraphique, de vastes régions de la plate-forme continentale, dont des régions de structure complexe. L'exploration de ces pièges plus subtils exigera l'exécution de levés géophysiques plus étendus et détaillés et de forages judicieux. Il est à prévoir que l'exploration de la marge autour de Terre-Neuve continuera à susciter un grand intérêt scientifique et aura, en fin de compte, des retombées économiques.

REMERCIEMENTS

Les auteurs se sont grandement inspirés des connaissances de leurs collègues de la Sous-division de la géologie pétrolière de l'Est (Centre géoscientifique de l'Atlantique) lors de la préparation du présent chapitre, et les remercient vivement de leur contribution. E.H. Davies a fourni aux auteurs de l'information biostratigraphique précieuse lors des étapes initiales de ce travail.

RÉFÉRENCES

Amoco Canada Petroleum Company Ltd.
1973a : Amoco-Imperial-Skelly Brant P-87; Well History Report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Energy, Mines and Resources Canada.
1973b : Amoco-Imperial-Skelly Mallard M-45; Well History Report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Energy, Mines and Resources Canada.
1974 : Amoco-Imperial-Skelly Twillick G-49; Well History Report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Energy, Mines and Resources Canada.

Amoco Canada Petroleum Company Ltd. and Imperial Oil Ltd.
1973 : Regional geology of the Grand Banks; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 479-503.

Arthur, K.R., Cole, D.R., Henderson, G.G.L., and Kushnir, D.W.
1982 : Geology of the Hibernia discovery; in The Deliberate Search for he Subtle Trap, ed. M.T. Halbouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 32, p. 181-196.

Auzende, J.M., Olivet, J.L., and Bonnin, J.
1970 : La marge du Grand Banc et la fracture de Terre-Neuve; Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Séries D, v. 271, p. 1063-1066.

Avery, M.P., Bell, J.S., and McAlpine, K.D.
1986 : Vitrinite reflectance measurements and their implications for oil and gas exploration in the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks, eastern Canada; in Current Research, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 489-498.

Balkwill, H.R. and Fox, F.G.
1982 : Incipient rift zone, western Sverdrup Basin, Arctic Canada; in Arctic Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 171-187.

Barss, M.S., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1979 : Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Bartlett, G.A. and Smith, L.
1971 : Mesozoic and Cenozoic history of the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 65-84.

Benteau, R.T. and Sheppard, M.G.
1982 : Hibernia – a petrophysical and geological review; Journal of Canadian Petroleum Technology, v. 21, p. 59-72.

B.P. Exploration Canada Ltd.
1979 : Hare Bay E-21, Well History Report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Energy, Mines and Resources Canada, 77 p.

Bujak, J.P., Barss, M.S., and Williams, G.L.
1977a : Offshore eastern Canada – Part I, Organic type and colour and hydrocarbon potential; Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.
1977b : Offshore eastern Canada – Part II, Organic type and colour and hydrocarbon potential; Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Canada-Newfoundland Offshore Petroleum Board
1986 : Decision 86.01 : application for approval; Hibernia Canada-Newfoundland Benefits Plan, Hibernia Development Plan.

Cutt, B.J., Laving, J.G.
1977 : Tectonic elements and geologic history of south Labrador and Newfoundland continental shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 1037-1058.

Davies, E.H.
1986 : The correlation and geohistory of the Hibernia field; Abstract in, Program and abstracts for the Canadian Society of Petroleum Geologists 1986 Convention, Calgary.

Demaison, G.J. and Moore, G.T.
1980 : Anoxic environments and oil source bed genesis; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, no. 8, p. 1179-1209.

Dow, W.G.
1977 : Kerogen studies and geological interpretations; Journal of Geochemical Exploration, v. 7, p. 79-99.

Enachescu, M.E.
1987 : The tectonic and structural framework of the northwest Newfoundland continental margin; in Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms, ed. C. Beaumont and A.J. Tankard; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 117-145.

Ervine, W.B.
1985 : A synthesis of hydrocarbon maturation data for the East Newfoundland Basin; Geological Survey of Canada, Open File 1178, 105 p.

Gradstein, F.M. and Williams, G.L.
1981 : Stratigraphic charts of the Labrador and Newfoundland shelves; Geological Survey of Canada, Open File 826.

Gradstein, F.M., Grant, A.C. and Jansa, L.F.
1977 : Grand Banks and J-Anomaly Ridge; a geological comparison; Science, v. 197, p. 1074-1076.

Gradstein, F.M., Williams, G.L., Jenkins, W.A.M., and Ascoli, P.
1975 : Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Atlantic continental margin, eastern Canada; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 103-131.
Grant, A.C.
1972 : The continental margin off Labrador and eastern Newfoundland : morphology and geology; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1394-1430.
1975 : Structural modes of the western margin of the Labrador Sea; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 217-231.
1979 : Geophysical observations bearing upon the origin of the Newfoundland Ridge; Tectonophysics, v. 59, p. 71-82.
1980 : Problems with plate tectonics : the Labrador Sea; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 252-278.
1987 : Inversion tectonics on the continental margin east of Newfoundland; Geology, v. 15, p. 845-848.
Grant, A.C., McAlpine, K.D., and Wade, J.A.
1986a : The continental margin of Eastern Canada – geological framework and petroleum potential; in Future Petroleum Provinces of the World, ed. M.T. Halbouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 177-205.
1986b : Offshore geology and petroleum potential of Eastern Canada; Energy Exploration and Exploitation, v. 4, p. 5-52.
Handyside, D.D. and Chipman, W.I.
1983 : A preliminary study of the Hibernia field; Journal of Canadian Petroleum Technology, v. 22, p. 67-78.
Haworth, R.T.
1981 : Geophysical expression of Appalachian-Caledonide structures on the continental margins of the North Atlantic; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 429-446.
Haworth, R.T., Poole, W.H., Grant, A.C., and Sanford, B.V.
1976a : Marine geoscience survey northeast of Newfoundland; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 7-15.
Haworth, R.T., Grant, A.C., and Folinsbee, R.A.
1976b : Geology of the continental shelf off southeastern Labrador; in Current Research, Part C; Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 61-70.
Helwig, J., Aronson, J., and Day, D.S.
1974 : A Late Jurassic mafic pluton in Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1314-1319.
Hodych, J.P. and Hayatsu, A.
1980 : Ar isochron age and paleomagnetism of diabase along the trans-Avalon aeromagnetic lineament; evidence of Late Triassic rifting in Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 491-499.
Houghton, R.L., Thomas, J.E., Diecchio, R.J., and Tagliacozzo, A.
1979 : Radiometric ages of basalts from DSDP Leg 43 : Sites 382 and 385 (New England Seamounts), 384 (J-Anomaly), 386 and 387 (Central and Western Bermuda Rise); in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Program, Volume 43, ed. B.E. Tucholke et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 43, p. 739-753.
Hubbard, R.J., Pape, J., and Roberts, D.G.
1985 : Depositional sequence mapping to illustrate the evolution of a passive continental margin; in Seismic Stratigraphy II, ed. O.R. Berg and D.C. Woolverton; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39, p. 93-115.
Jansa, L.F. and Pe-Piper, G.
1986 : Geology and geochemistry of Middle Jurassic and early Cretaceous igneous rocks on the eastern North American Continental Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1351, 104 p.
Jansa, L.F., and Wade, J.A.
1975 : Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 51-105.
Keen, C.E., and Barrett, D.L.
1981 : Thinned and subsided continental crust on the rifted margin of eastern Canada : crustal structure, thermal evolution and subsidence history; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 65, p. 443-465.
Keen, C.E., Boutilier, R., de Voogd, B., Mudford, B., and Enachescu, M.
1987a : Crustal geometry and models of the evolution of the rift basins on the Grand Banks of Eastern Canada; constraints from deep seismic data; in Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms, ed. C. Beaumont and A.J. Tankard; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 101-115.
Keen, C.E., Stockmal, G., Welsink, H., Quinlan, G., and Mudford, B.
1987b : Deep crustal structure and evolution of the rifted margin northeast of Newfoundland; result from LITHOPROBE EAST; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1537-1549.
King, L.H., Fader, G.B., Jenkins, W.A.M., and King, E.L.
1986 : Occurrence and regional setting of Paleozoic sediments on the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 504-526.
King, L.H., Fader, G.B., Poole, W.H., and Wanless, R.K.
1985 : Geological setting and age of the Flemish Cap granodiorite; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1286-1298.
Klitgord, K.D. and Schouten, H.
1986 : Plate kinematics of the central Atlantic; in The Western North Atlantic region, ed. P.R. Vogt and B.E. Tucholke; Geological Society of America, The Geology of North America, Volume M, p. 351-378.
Laughton, A.S., Berggren, W.A., et al. (editors)
1972 : Initial Reports Deep Sea Drilling Project, Volume 12; United States Government Printing Office, Washington, 1243 p.
Legault, J.A.
1982 : First report of Ordovician (Caradoc-Ashgill) palynomorphs from Orphan Knoll, Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1851-1856.
LePichon, X. and Fox, P.J.
1971 : Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 6294-6308.
Lilly, H.D.
1966 : Late Precambrian and Appalachian tectonics in the light of submarine exploration on the Great Bank of Newfoundland and in the Gulf of St. Lawrence; preliminary views; American Journal of Science, v. 264, p. 569-574.
Masson, D.G. and Miles, P.R.
1984 : Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America; Marine Geology, v. 56, p. 279-287.
1986a : Structure and development of Porcupine Seabight sedimentary basin, offshore southwest Ireland; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 70, no. 5, p. 536-548.
1986b : Development and hydrocarbon potential of Mesozoic sedimentary basins around margins of North Atlantic; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 70, no. 5, p. 721-729.
McIver, N.L.
1972 : Cenozoic-Mesozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.
McKenzie, R.M.
1980 : The Hibernia structure; Oilweek, December 15, 1980, p. 59.
McMillan, N.J.
1982 : Canada's east coast : the new super petroleum province; Journal of Canadian Petroleum Technology, v. 21, p.1-15.
McWhae, J.R.H.
1981 : Structure and spreading history of the northwestern Atlantic region from the Scotian Shelf to Baffin Bay; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Ferguson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 299-332.
McWhae, J.R.H. and Michel, W.F.E.
1975 : Stratigraphy of Bjarni H-81 and Leif M-48, Labrador Shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 23, p. 361-382.
McWhae, J.R.H., Elie, R., Laughton, K.C., and Gunther, P.R.
1980 : Stratigraphy and petroleum prospects of the Labrador Shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 460-488.
Meneley, R.A.
1986 : Oil and gas fields in the east coast and Arctic basins of Canada; in Future Petroleum Provinces of the World, ed. M.T. Halbouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 143-176.
Naylor, D. and Shannon, I.P.M.
1982 : Geology of offshore Ireland and west Britain; London, Graham and Trotman, 161 p.
Palmer, A.R.
1983 : The decade of North American geology, 1983 geologic time scale; The Geological Society of America.
Parson, L.M., Masson, D.G., Rothwell, R.G., and Grant, A.C.
1984 : Remnants of a submerged pre-Jurassic (Devonian ?) landscape on Orphan Knoll, offshore eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 61-66.
Parson, L.M., Masson, D.G., Pelton, C.D., and Grant, A.C.
1985 : Seismic stratigraphy and structure of the east Canadian continental margin between 41°N and 52°N; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 686-703.

Pegrum, R.M. and Mounteney, N.
1978 : Rift basins flanking North Atlantic Ocean and their relation to North Sea area; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, no. 3, p. 419-441.

Pe-Piper, G. and Jansa, L.F.
1986 : Triassic olivine-normative diabase from Northumberland Strait, eastern Canada; implications for continental rifting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1013-1021.

Pelletier, B.R.
1971 : A granodioritic drill core from the Flemish Cap, eastern Canadian continental margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1499-1503.

Powell, T.G.
1984 : Hydrocarbon-source relationships, Jeanne d'Arc and Avalon basins, offshore Newfoundland; Geological Survey of Canada, Open File 1094, 12 p.
1985 : Paleogeographic implications for the distribution of Upper Jurassic source beds, offshore eastern Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 33, no. 1, p. 116-119.

Scrutton, R.A.
1985 : Modelling of magnetic and gravity anomalies at Goban Spur, northeastern Atlantic; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Program, Volume 80, ed. P.C. de Graciansky et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 80, p. 1141-

Sen Gupta, B.K. and Grant, A.C.
1971 : Orbitolina, a Cretaceous larger foraminifer, from Flemish Cap : paleoceanographic implications; Science, v. 173, p. 934-936.

Sherwin, D.F.
1973 : Scotian Shelf and Grand Banks; in The Future Petroleum Provinces of Canada, ed. R.G. McCrossan; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 519-559.

Srivastava, S.P.
1978 : Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the north Atlantic; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 52, p. 313-357.

Srivastava, S.P. and Tapscott, C.R.
1986 : Plate kinematics of the North Atlantic; in The Western North Atlantic Region, ed. P.R. Vogt and B.E. Tucholke; Geological Society of North America, The Geology of North America, Volume M, p. 379-404.

Strong, D.F. and Harris, A.
1974 : The petrology of Mesozoic alkaline intrusives of central Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1208-1219.

Sullivan, K.D.
1978 : The structure and evolution of the Newfoundland Basin, offshore eastern Canada; Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia.

Sullivan, K.D. and Keen, C.E.
1977 : Newfoundland Seamounts : petrology and geochemistry; in Volcanic Regimes of Canada, ed. W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.M. Hall; Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 461-476.
1978 : On the nature of the crust in the vicinity of the southeast Newfoundland Ridge; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1462-1471.

Surlyk, F.
1977 : Mesozoic faulting in East Greenland; in Fault Tectonics in N.W. Europe, ed. R.T.C. Frost and A.J. Dickers; Geologie en Mijnbouw, v. 56, p. 311-327.

Swift, J.H. and Williams, J.A.
1980 : Petroleum source rocks, Grand Banks area; in Facts and Principles of World Petroleum Occurrence, ed. A.D. Miall; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 567-588.

Swift, J.H., Switzer, R.W., and Turnbull, W.F.
1975 : The Cretaceous Petrel limestone of the Grand Banks, Newfoundland; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 181-194.

Tankard, A.J. and Welsink, H.J.
1988 : Extensional tectonics and stratigraphy of the Mesozoic Grand Banks of Newfoundland; in Triassic-Jurassic Rifting : Continental Breakup and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins, Part A, Developments in Geotectonics 22, ed. W. Manspeizer, Elsevier, p. 129-165.

Tucholke, B.E. and Fry, V.A.
1985 : Basement structure and sediment distribution in the Northwest Atlantic Ocean; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 2077-2097.

Tucholke, B.E. and Vogt, P.R.
1979 : Western North Atlantic : sedimentary evolution and aspects of tectonic history; Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 43, p. 791-825.

Umpleby, D.C.
1979 : Geology of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 79-13, 34 p.

Upshaw, C.F., Armstrong, W.E., Creath, W.B., Kidson, E.J., and Sanderson, G.A.
1974 : Biostratigraphic framework of the Grand Banks; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 1124-1132.

Wanless, R.K., Stevens, R.D., Lachance, G.R., and Edmonds, C.M.
1967 : Age determinations and geologic studies – K-Ar Isotopic ages, Report 7; Geological Survey of Canada, Paper 66-17.

Wanless, R.K., Stevens, R.D., Lachance, G.R., and Rimsaite, R.Y.H.
1965 : Age determinations and geological studies, Part 1 – Isotopic ages, Report 5; Geological Survey of Canada, Paper 64-17.

Watson, J.A. and Johnson, G.L.
1970 : Seismic studies in the region adjacent to the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 306-316.

Wernicke, B.
1985 : Uniform sense simple shear of the continental lithosphere; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 108-125.

Williams, G.L. and Brideaux, W.W.
1975 : Palynological analysis of Late Mesozoic-Cenozoic rocks of the Grand Banks off Newfoundland; Geological Survey of Canada, Bulletin 236, 162 p.

Ziegler, P.A.
1975 : The geological evolution of the North Sea area in the tectonic framework of northwestern Europe; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 1073-1097.
1981 : Evolution of sedimentary basin in northwest Europe; in Petroleum Geology of the continental shelf of northwest Europe, ed. L.V. Illing and G.D. Hobson; Institute of Petroleum, London, p. 3-39.

Adresse des auteurs

A.C. Grant
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

K.D. McAlpine
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

Imprimé au Canada

Chapitre 7

GÉOLOGIE DE LA PLATE-FORME DU LABRADOR, DE LA BAIE DE BAFFIN ET DU DÉTROIT DE DAVIS

Partie 1 : Géologie du Mésozoïque-Cénozoïque de la plate-forme du Labrador
(H.R. Balkwill et N.J. McMillan)

Introduction

Travaux antérieurs

Base de données

Cadre tectonique

Stratigraphie
- Roches sédimentaires du Paléozoïque
- Mégaséquence contemporaine du rifting
- Mégaséquence de la phase de dérive
- Mégaséquence postérieure à la dérive

Évolution stratigraphique

Remerciements

Partie 2 :Géologie de la baie de Baffin et du détroit de Davis
(B. MacLean, G.L. Williams et S.P. Srivastava)

Introduction

Structure de la croûte

Cadre tectonique

Géologie côtière
- Précambrien
- Paléozoïque
- Roches sédimentaires du Mésozoïque-Cénozoïque
- Roches ignées du Mésozoïque-Cénozoïque

Géologie extracôtière
Précambrien
Paléozoïque
Crétacé
Paléogène
Néogène
Roches ignées

Évolution

Paléo-océanographie du Crétacé et du Tertiaire

Géologie économique

Remerciements

Références

Chapitre 7

GÉOLOGIE DE LA PLATE-FORME DU LABRADOR, DE LA BAIE DE BAFFIN ET DU DÉTROIT DE DAVIS

H.R. Balkwill, N.J. McMillan, B. MacLean, G.L. Williams, et S.P. Srivastava

PARTIE 1 : GÉOLOGIE DU MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE DE LA PLATE-FORME DU LABRADOR

H.R. Balkwill et N.J. McMillan

INTRODUCTION

Le bassin du Labrador est une immense dépression tectonique, de forme ovale, située dans la partie sud de la zone de croûte cratonique et océanique de grande étendue qui relie les bassins océaniques de l'Atlantique et de l'Arctique (fig. 7-1). Le bassin a des bords surélevés, incisés, partiellement englacés, qui se composent de roches précambriennes et qui constituent les marges littorales du Labrador, du sud de l'île de Baffin et de l'ouest du Groenland. Une vaste étendue de croûte océanique profondément affaissée, où la surface du socle est plus ou moins rugueuse, forme le fond du bassin. Une étroite zone du socle cratonique montrant une extension différentielle, faillée et inclinée vers la mer, sépare les bords du bassin littoral du fond océanique constitué par le socle.

Le bassin du Labrador contient environ quatre millions de kilomètres cubes de sédiments clastiques terrigènes du Crétacé, du Tertiaire et du Quaternaire. Environ la moitié de ces matériaux est composée de prismes de sédiments continentaux le long des marges cratoniques du Labrador et du Groenland, la majeure partie se trouvant le long de la marge du Labrador. L'autre moitié constitue une épaisse couverture sur le socle des grands fonds océaniques. Ces sédiments clastiques proviennent de l'érosion étendue des régions centrales du Canada, et de l'érosion locale des hautes terres littorales durant la séparation, au Phanérozoïque tardif, des plaques crustales nord-américaine et du Groenland et durant la subsidence du domaine océanique qui s'est créé entre elles.

La partie 1 traite principalement des roches du Phanérozoïque supérieur, incluant le prisme sédimentaire de la plate-forme et du talus continentaux, le long de la marge canadienne (Labrador) du bassin du Labrador. Excepté quelques petits affleurements isolés de sédiments du Crétacé inférieur près de la baie Ford dans le sud du Labrador (King et McMillan, 1975), la totalité du prisme de sédiments continentaux est dissimulée sous les eaux de la mer du Labrador. Par conséquent, la géologie de subsurface a été principalement interprétée d'après l'étude de 31 puits d'exploration forés par l'industrie pétrolière canadienne et à l'aide d'un quadrillage sismique régional représentant environ 80 000 km linéaires de profils de sismique-réflexion multicanal acquis dans le cadre de la prospection pétrolière.

Balkwill, H.R., McMillan, N.J., MacLean, B., Williams, G.L., et Srivastava, S.P.
1990 : Géologie de la plate-forme du Labrador, de la baie de Baffin et du détroit de Davis; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 7, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 2 (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

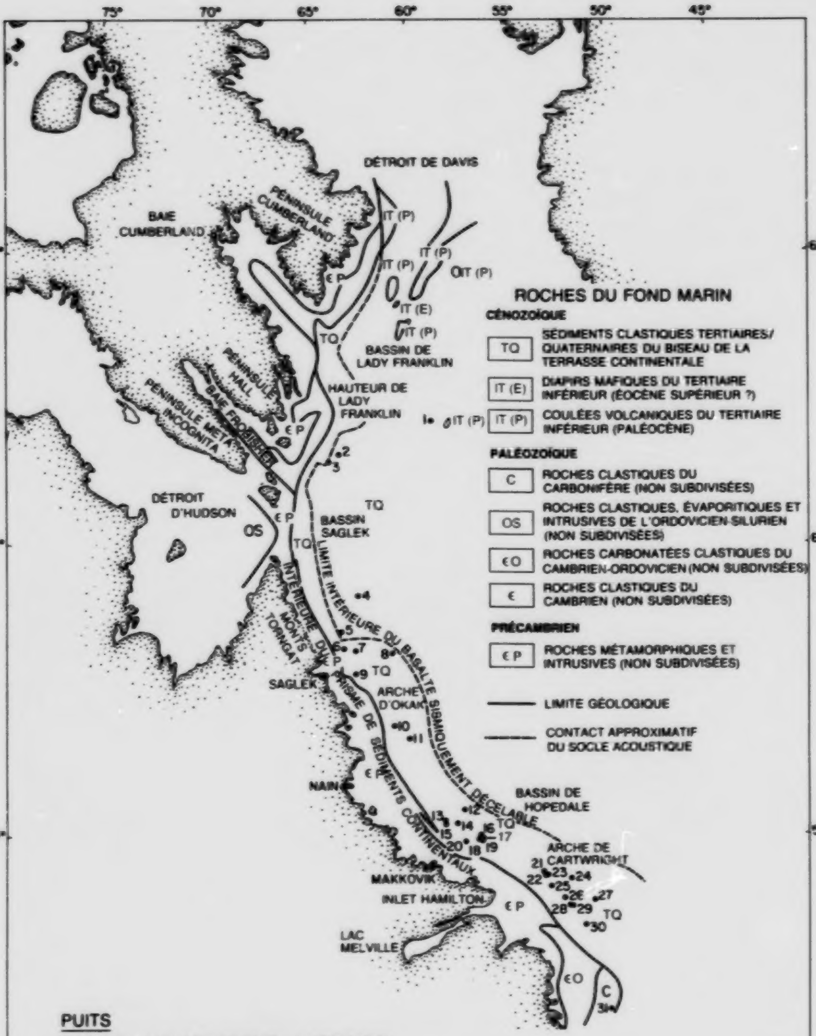
TRAVAUX ANTÉRIEURS

Le Centre géoscientifique de l'Atlantique de la Commission géologique du Canada (situé à l'Institut océanographique Bedford à Dartmouth) a réalisé des levés sismiques de reconnaissance à travers la marge continentale du Labrador pendant la période 1965-1969, et a démontré l'existence d'un important biseau sédimentaire. De nombreux levés ont ensuite été réalisés sur la plate-forme du Labrador par cet organisme, mais ont plus directement porté sur la géologie et les propriétés géotechniques des sédiments du Quaternaire.

Depuis 1971, le Centre géoscientifique de l'Atlantique a également entrepris des études poussées de la géologie du substratum rocheux et des sédiments superficiels de la plate-forme sud-est de Baffin en effectuant des levés géophysiques et des échantillonnages dans des sondages peu profonds. En raison de l'intérêt manifesté pour le potentiel pétrolier de ces roches, les premiers permis d'exploration ont été accordés en 1966. Après des levés aéromagnétiques étendus, des tirs de sismique-réflexion et des échantillonnages du fond marin, le forage du premier puits (Leif E-38, fig. 7-1) a démarré en 1971 (données du puits à la fig. 1, en pochette).

Grant (1972,1975a et 1980b), Srivastava (1978), Keen (1979), Srivastava et al. (1981) et Roots et Srivastava (1984) ont examiné la géologie du bassin du Labrador. Quelques

Figure 7-1. Principaux éléments tectoniques et emplacement des puits de la plate-forme du Labrador et du détroit de Davis. Compilation établie en partie d'après Wade et al. (1977), Sanford et al. (1979), et Balkwill (communication personnelle, 1984).



PUITS

SUD DE LA PLATE-FORME - LABRADOR

ÉNUMÉRÉS DU NORD AU SUD

Nº SUR LA CARTE	NOM	DATE D'ACHÈVEMENT	P.T. (m)
1.	ESSO H B GJOA G-37	1979	3998
2.	CANTERRA et al RALEGH N-18	1982	3858
3.	AQUITAINE et al HEKJA O-71	1980	4566
4.	EASTCAN et al CABOT G-91	1976	490
5.	PETRO-CANADA et al RUT H-11	1983	4470
6.	PETRO-CANADA et al GILBERT F-53	1980	3607
7.	EASTCAN et al KARLSEFNI A-13	1976	4149
8.	PETRO-CANADA et al POTHURST P-19	1983	3992
9.	TOTAL EASTCAN et al SKOLP E-07	1978	2992
10.	PETRO-CANADA et al OGMUND E-73	1980	3094
11.	EASTCAN et al SNORRI J-90	1976	3210
12.	PETRO-CANADA et al CORTE REAL P-85	1984	4395
13.	CHEVRON et al HOPEDALE E-33	1978	2070
14.	CHEVRON et al SOUTH LABRADOR N-79	1980	3571
15.	CANTERRA et al SOUTH HOPEDALE E-33	1983	2364
16.	PETRO-CANADA et al NORTH BJARNI F-06	1983	2812
17.	TOTAL EASTCAN et al BJARNI O-82	1980	2650
18.	EASTCAN et al HERJOLF M-92	1976	4086
19.	EASTCAN et al BJARNI H-81	1974	2515
20.	TOTAL EASTCAN et al TYRK P-100	1979	1739
21.	EASTCAN et al GUDRID H-55	1974	2838
22.	TOTAL EASTCAN et al ROBERVAL K-92	1979	3874
23.	PETRO-CANADA et al ROBERVAL C-02	1980	2823
24.	PETRO-CANADA et al PINING E-16	SUSP	(673)
25.	EASTCAN et al CARTIER D-70	1975	1927
26.	PETRO-CANADA et al NORTH LEIF I-05	1981	3513
27.	BP et al INDIAN HARBOUR M-52	1976	3958
28.	EASTCAN et al LEIF M-48	1973	1880
29.	TENNECO et al LEIF E-38	1971	1084
30.	EASTCAN et al FREYDIS B-87	1975	2313
31.	EASTCAN et al VERRAZANO L-77	1980	460

ORDRE ALPHABÉTIQUE

(LE NUMÉRO ENTRE PARENTHÈSES CORRESPOND À L'ÉNUMÉRATION DU NORD AU SUD)

(19) BJARNI H-81 (EASTCAN et al)
(17) BJARNI O-82 (TOTAL EASTCAN et al)
(16) NORTH BJARNI F-06 (PETRO-CANADA et al)
(4) CABOT G-91 (EASTCAN et al)
(25) CARTIER D-70 (EASTCAN et al)
(12) CORTE REAL P-85 (PETRO-CANADA et al)
(30) FREYDIS B-87 (EASTCAN et al)
(6) GILBERT F-53 (PETRO-CANADA et al)
(1) GJOA G-37 (ESSO H B)
(21) GUDRID H-55 (EASTCAN et al)
(3) HEKJA O-71 (AQUITAINE et al)
(18) HERJOLF M-92 (EASTCAN et al)
(15) HOPEDALE L-39 (CANTERRA et al)
(27) INDIAN HARBOUR M-52 (BP et al)
(7) KARLSEFNI A-13 (EASTCAN et al)
(29) LEIF E-38 (TENNECO et al)
(26) LEIF I-05 (PETRO-CANADA et al)
(28) LEIF M-48 (EASTCAN et al)
(10) OGMUND E-73 (PETRO-CANADA et al)
(24) PINING E-16 (PETRO-CANADA et al)
(8) POTHURST P-19 (PETRO-CANADA et al)
(2) RALEGH N-18 (CANTERRA et al)
(23) ROBERVAL C-02 (PETRO-CANADA et al)
(22) ROBERVAL K-92 (TOTAL EASTCAN et al)
(5) RUT H-11 (PETRO-CANADA et al)
(9) SKOLP E-07 (TOTAL EASTCAN et al)
(11) SNORRI J-90 (EASTCAN et al)
(13) SOUTH HOPEDALE E-33 (CHEVRON et al)
(14) SOUTH LABRADOR N-79 (CHEVRON et al)
(20) TYRK P-100 (TOTAL EASTCAN et al)
(31) VERRAZANO L-77 (EASTCAN et al)

CGC

profils régionaux de sismique-réflexion multicanal obtenus en 1977 (Hinz et al., 1979) sont particulièrement intéressants, parce qu'ils sont rattachés aux puits de la plate-forme du Labrador, donc nous permettent d'établir des corrélations stratigraphiques sur l'ensemble du bassin. Le prisme de sédiments continentaux de la plate-forme continentale du Labrador et son potentiel pétrolier ont été décrits par McMillan (1973), Cutt et Laving (1977), Umpleby (1979), Rashid et al. (1980), McWhae et al. (1980), Klose et al. (1982) et Meneley (1986). Se référer à MacLean et al. (1977, 1978, 1982, 1986a, b) pour des études additionnelles se rapportant à la plate-forme sud-est de Baffin.

La figure 7-2 et la figure 5 (en pochette) présentent la nomenclature stratigraphique utilisée dans le présent article. Elle est basée sur les travaux d'Umpleby (1979) et de McWhae et al. (1980) qui illustrent les étapes de définition de la subsurface, au fur et à mesure des progrès de l'exploration de la plate-forme du Labrador. Les unités lithostratigraphiques définies par Umpleby étaient principalement fondées sur les données de puits, en particulier sur l'étude d'échantillons prélevés dans des déblais de forage. McWhae et al. (1980) ont pu utiliser des données sismiques non obtenues par Umpleby. Ils ont introduit dans la nomenclature des séquences sismostratigraphiques et cartographié des unités sédimentaires limitées par des discordances régionales. Grâce au forage de puits supplémentaires et à une meilleure définition sismique, il est maintenant possible de subdiviser les formations reconnues par McWhae et al. (1980).

BASE DE DONNÉES

Trente et un puits d'exploration pétrolière ont été forés sur la plate-forme du Labrador (fig. 7-1). Les puits Leif E-38 et Cabot G-91 ont été abandonnés dans les sédiments du Tertiaire supérieur en raison de difficultés techniques. Le puits Verrazano L-77 a été abandonné après avoir traversé plusieurs centaines de mètres de strates du Paléozoïque supérieur. Le puits Pining E-16 a été provisoirement interrompu dans des sédiments du Tertiaire supérieur. Onze puits ont traversé la séquence sédimentaire, en se terminant dans le socle précambrien; six puits ont abouti dans des basaltes du Crétacé ou du Tertiaire inférieur.

Seules quelques carottes ont été prélevées par les méthodes classiques dans les puits de la plate-forme du Labrador en raison des coûts élevés occasionnés. La qualité des échantillons est médiocre dans certains puits, par suite de l'effondrement de grandes quantités de sédiments faiblement indurés du Tertiaire supérieur. Aucun échantillon n'a été prélevé dans les lits du sommet des puits (généralement du Tertiaire supérieur) dans lesquels a été installé un tubage de surface.

L'industrie a commencé à recueillir des données sismiques en 1968. Environ 80 000 kilomètres de profils de sismique-réflexion multicanal et une quantité relativement faible de données de sismique-réfraction ont été ainsi obtenues. Il existe une couverture sismique étendue du bassin de Hopedale et du sud du bassin de Saglek, et une couverture beaucoup moins importante du nord du bassin de Saglek et du bassin de Cumberland. Ces bassins sont définis dans la section suivante.

À la suite d'études d'échantillons prélevés dans les puits, qu'ont réalisées des paléontologues employés par l'industrie, et de quelques rapports publiés (Barss et al., 1979; Gradstein et Srivastava, 1980; Gradstein et Williams, 1981), des déterminations biostratigraphiques et une datation des strates de la plate-forme du Labrador ont été établies.

Les âges radiométriques des roches ignées cités dans le présent rapport sont basés sur les datations K/Ar de la roche totale faites par plusieurs laboratoires.

CADRE TECTONIQUE

Dans ses grands traits, la plate-forme du Labrador présente les caractéristiques d'une marge passive atlantique (Bally, 1981) :

— Une plate-forme continentale presque horizontale qui se fond avec un talus continental plus fortement incliné (fig. 7-3); la partie interne de la plate-forme est une surface d'érosion formée sur un socle précambrien; la plate-forme externe et le talus sont constitués d'un prisme épais de roches clastiques terrigènes d'âge crétacé et plus récentes, incliné vers le large.
— La partie du prisme de la plate-forme qui est plus proche des terres repose sur une croûte cratonique étirée contenant localement de grands biseaux allongés, limités par des failles, composés de roches clastiques du Crétacé inférieur et du niveau inférieur du Crétacé supérieur qui sont contemporaines du rifting; la partie externe de ce prisme repose sur (et est intercalée dans) d'épais basaltes du Crétacé et du Tertiaire inférieur, qui représentent, soit la transition entre la croûte cratonique et océanique, soit la croûte océanique elle-même.
— Toutes les structures du Phanérozoïque tardif peuvent être interprétées comme étant les produits d'une distension crustale (ou supracrustale); il n'existe pas d'indices d'une compression latérale significative.

Craton

Des affleurements bien visibles de roches précambriennes, situés dans les hautes terres englacées du Labrador et du sud de l'île de Baffin, entaillées et de fort relief, nous fournissent les meilleurs indices des âges et fabriques possibles du socle tel qu'il existait sur la marge cratonique des régions extracôtières adjacentes avant le rifting. Ces roches précambriennes ont été attribuées aux provinces de Grenville et de Churchill, au craton de Nain, aux terranes de Burwell, de Keewatin-Nord et de Hoare Bay, à l'orogène de Torngat, aux zones de plissement de Dorset et de Foxe et au batholite de Baffin situés sur le Bouclier canadien (Taylor, 1981; P.F. Hoffman, communication personnelle, 1987; carte 1705A, en pochette).

La province précambrienne de Grenville, dans le sud du Labrador, contient des roches métasédimentaires et des roches plutoniques dont l'âge radiométrique se situe aux environs de 1 000 Ma. Les structures présentes dans cette province montrent une foliation fortement développée de direction est à sud-est et une vergence nord. Le craton de Nain, qui constitue le littoral de la région centrale du Labrador, présente une fabrique de direction nord. Ces roches comprennent quelques vestiges très anciens (3 600 Ma) datant de l'Archéen et immergés dans des gneiss granitiques qui ont été produits par l'orogenèse de l'Archéen tardif (2 500 Ma). Le socle archéen est localement recouvert par des roches supracrustales du Protérozoïque précoce qui ont été plissées et faillées durant le diastrophisme

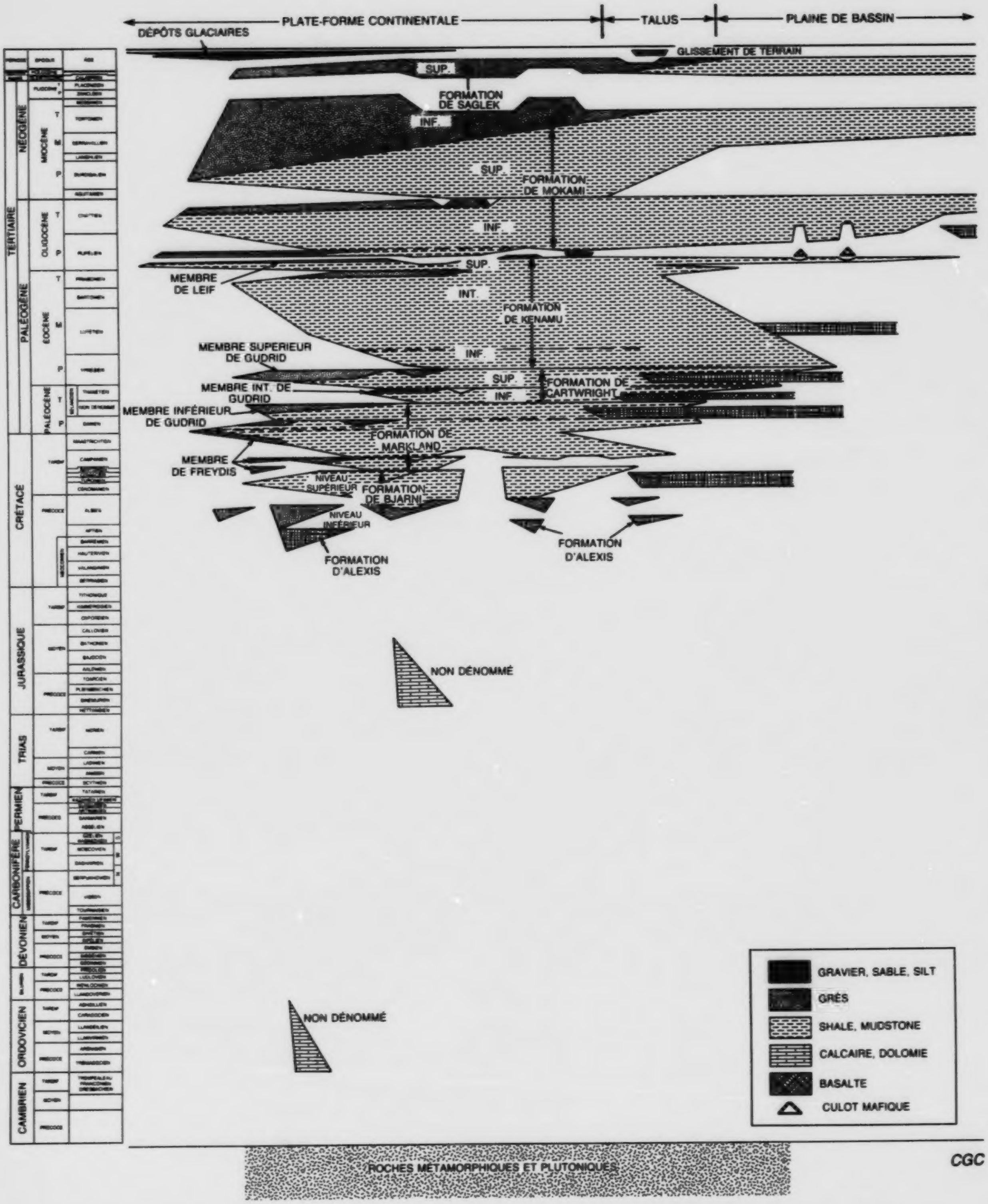


Figure 7-2. Diagramme chronostratigraphique de la plate-forme du Labrador. La nomenclature lithostratigraphique a été partiellement établie d'après les travaux de McWhae et al. (1980). La biostratigraphie est tirée de Barss et al. (1979), Gradstein et Williams (1981), Bujak et Lee (communication personnelle, 1983), Bujak (communication personnelle, 1985) et de rapports inédits de sociétés pétrolières.

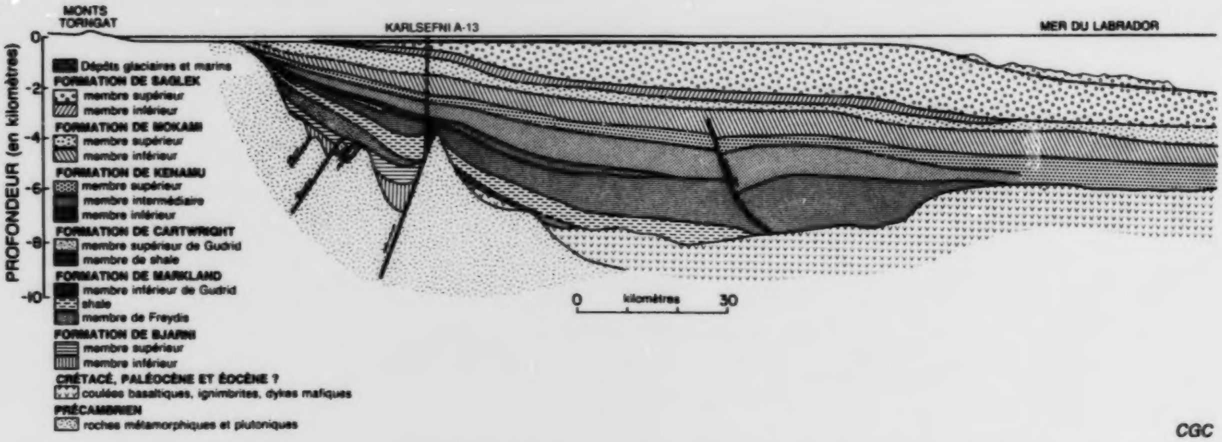


Figure 7-3. Coupe géologique à travers le banc Saglek et la plate-forme du Labrador, contenant la trace du puits Karlsefni A-13 (coupe fondée sur l'interprétation de profils de sismique-réflexion régionaux). À remarquer les failles normales du socle précambrien inclinées vers les terres (vers l'ouest); la faille normale listrique du Tertiaire moyen, inclinée vers le large, dans la partie médiane de la plate-forme; les grands décrochements quaternaires sur le talus continental actuel; le recouvrement en avancée (biseau d'aggradation) progressif, vers les terres (vers l'ouest), de la charnière du socle par les séquences tertiaires; le pédiment de la plate-forme interne taillé dans le socle précambrien.

du Protérozoïque inférieur (1 600 Ma). Des batholites anorthositiques, mis en place il y a environ 1 400 Ma, occupent de vastes zones de la partie sud-centrale du craton de Nain.

Le terranes de Burwell et de Hoare Bay, la zone de plissement de Dorset et le batholite de Baffin comprennent l'extrémité nord du Labrador et tout le sud de l'île de Baffin. Les roches sont principalement des granites gneissiques de faciès métamorphiques élevés, qui ont été déformés et métamorphisés durant le diastrophisme de l'Archéen tardif (il y a 2 500 Ma). Ces roches du socle présentent des fabriques variables, de direction nord-ouest, nord-est et nord. L'âge, la nature et la distribution des provinces tectoniques précambriennes de l'ouest du Groenland confirment la théorie selon laquelle les marges du Canada et du Groenland auraient fait partie d'une masse cratonique continue avant de se scinder au Crétacé et au Tertiaire (Escher et Watt, 1976).

Marge cratonique

Une zone du socle cratonique effondré, infléchi vers l'océan, sépare les hautes terres des côtes du Labrador du socle peu profond qui constitue le fond océanique. Cette zone est fracturée par des demi-grabens du Crétacé, formés pendant le stade de rifting et comblés par des biseaux disjoints de basaltes crétacés et de sédiments contemporains du rifting. Le long de la plate-forme toute entière, la zone d'effondrement (rift) est recouverte par des strates du Crétacé supérieur et plus récentes du prisme de sédiments continentaux formé après le rifting. La zone faillée et infléchie du socle cratonique a une largeur comprise entre 25 km environ, au large des côtes de la partie nord du Labrador - où le socle sialique s'incline brusquement vers l'océan - et environ 125 km, au large des côtes de la partie sud du Labrador — où la surface du socle est fracturée par une vaste zone contenant de nombreuses failles normales de faible envergure.

Les divergences régionales que montrent la direction et la structure du monoclinal cratonique infléchi et fracturé permettent de délimiter six domaines tectoniques le long de la marge du Labrador et du sud de l'île de Baffin. Trois de ceux-ci sont des saillants convexes du côté de l'océan (arches), les trois autres des rentrants concaves vers l'océan (bassins). Du sud au nord, ces saillants et rentrants, subparallèles à la ligne de rivage actuelle, sont l'arche de Cartwright, le bassin de Hopedale, l'arche d'Okak, le bassin de Saglek, la hauteur de Lady Franklin et le bassin de Cumberland (fig. 7-1).

L'arche de Cartwright est un saillant qui plonge vers le nord-est, et se situe au large de la province précambrienne de Grenville. La partie interne de l'arche est une surface uniforme et continue du socle, légèrement inclinée vers l'océan. La partie externe de l'arche est abruptement infléchie vers l'intérieur du bassin, et plonge jusqu'à une profondeur d'environ 8 km au-dessous du niveau de la mer; à cet endroit, des réflecteurs acoustiques du socle recouvrent en avancée (onlap) les terrains de l'arche, et en raison de leur caractère sismique : amplitude élevée, allure discontinue, forme « torsadée », sont considérés comme des basaltes.

Le bassin de Hopedale est un rentrant de 500 km de long, ouvert vers le nord-est et recouvrant une vaste zone du socle cratonique effondré et fracturé. Des failles maîtresses de direction nord-ouest, situées dans le domaine du rift, ont plusieurs kilomètres de long. Elles sont reliées les unes aux autres par des failles transformantes orthogonales et relativement courtes. Les failles maîtresses sont inclinées à la fois vers l'intérieur et vers l'océan, mais dans un secteur donné de ce réseau de failles, l'une ou l'autre direction de pendage prédomine de sorte que les dépressions structurales sont principalement des demi-grabens plutôt que des grabens, et les hauteurs du socle intermédiaires correspondent à des blocs qui ont pivoté, plutôt qu'à

des horsts symétriques. La géométrie sismique indique qu'un grand nombre de failles sont listriques, et qu'il y a eu un remplissage sédimentaire durant le développement des failles. Les failles du socle crétacées sont des manifestations de tectonique cassante liée à la distension, d'orientation nord-est-sud-ouest, qui a affecté la lithosphère supérieure, à peu près perpendiculairement à la direction de la plate-forme du Labrador.

Un saillant cratonique du socle qui plonge vers le nord-est, l'arche d'Okak, sépare les bassins de Hopedale et de Saglek. Le bassin de Saglek se compose de deux segments qui se rejoignent à l'est du détroit d'Hudson. Là où elle fusionne avec le flanc nord de l'arche d'Okak, la partie sud du bassin de Saglek repose sur un socle cratonique fracturé et effondré comparable à celui au fond du bassin de Hopedale. En majeure partie, le bassin de Saglek est limité du côté du continent par une étroite zone du socle précambrien, localement faillée, infléchie vers l'océan, qui plonge jusqu'à 10 km au-dessous du niveau de la mer, en atteignant le fond d'un bassin composé de basaltes du Crétacé tardif et du Paléocène. Le flanc est du bassin se compose de basaltes océaniques inclinés vers l'ouest ou vers les terres.

La hauteur de Lady Franklin plonge vers le sud-est à partir des roches précambriennes qui constituent la péninsule Hall. Ce saillant sépare la partie nord du bassin de Saglek des roches du socle dont la structure est dérangée, et qui constituent le fond du bassin de Cumberland. Ce dernier est un domaine tectonique vaste, relativement élevé, qui s'étend vers le nord-est en direction du détroit de Davis. Le fond du bassin se compose principalement de coulées basaltiques du Paléocène. Le socle basaltique est abruptement interrompu par des failles fortement inclinées ou presque verticales de direction nord-est, et par des crêtes de roches intrusives mafiques. Le style structural du bassin de Cumberland confirme les interprétations selon lesquelles se seraient produits dans cette région, au Tertiaire précoce, des décrochements importants (Klose et al., 1982; MacLean et al., 1982).

Fond du bassin océanique

Kerr (1967), Umpleby (1979) et Grant (1980) ont formulé des hypothèses « fixistes » à propos du début de la tectonique dans la région centrale du bassin du Labrador et de l'évolution de celui-ci. Leurs hypothèses sont essentiellement fondées sur la théorie selon laquelle de grandes portions du fond du bassin se composent de croûte sialique, engloutie et recouverte par des basaltes. Cependant, les levés gravimétriques, magnétiques et sismiques ont été interprétés par un grand nombre de géophysiciens — Le Pichon et al. (1971), Laughton (1972), van der Linden (1975), Kristoffersen (1978) et Srivastava (1978) — de sorte qu'actuellement le modèle de tectonique des plaques, fondé sur la distension de la lithosphère et la génération d'une nouvelle croûte océanique par expansion du fond marin, fait maintenant l'objet d'un certain consensus.

Srivastava (1978) a identifié des anomalies magnétiques dans les portions océaniques du bassin du Labrador, les a corrélées avec des anomalies connues du nord-ouest de l'Atlantique, et a ainsi pu établir un schéma d'évolution du bassin (carte 1706A, en pochette). Une nouvelle corrélation des anomalies a été établie par Roots et Srivastava (1984). L'anomalie méridionale la plus ancienne est corrélée avec l'anomalie 34 (Coniacien ou Santonien); l'anomalie septentrionale la plus ancienne est corrélée avec l'anomalie 31 (Maastrichtien). La partie ouest du bassin est divisée par des zones de fracture de direction nord-est, et les segments ainsi formés sont progressivement plus récents en direction du nord. De plus, Srivastava (1978) a discerné une modification prononcée de la direction d'expansion des fonds océaniques - les vecteurs orthogonaux à la marge font place à des vecteurs obliques par rapport à cette marge - entre les anomalies 25 et 24 (approximativement au niveau de l'Éocène précoce). L'absence de l'anomalie 13 (Oligocène précoce) dans la mer du Labrador et son prolongement vers l'Islande nous renseignent de façon approximative sur la fin de l'expansion des fonds océaniques dans la mer du Labrador.

STRATIGRAPHIE

La plate-forme du Labrador contient un assemblage de roches sédimentaires et volcaniques du Mésozoïque-Cénozoïque, qui peut être subdivisé en trois mégaséquences. Ces divisions chronostratigraphiques ont été déposées lors de trois régimes tectoniques successifs : le rifting intracratonique; la séparation cratonique de l'Amérique du Nord et du Groenland et l'expansion postérieure des fonds océaniques; et la subsidence massive, ultérieure à l'expansion des fonds marins, de la croûte océanique dans la mer du Labrador.

Les sédiments les plus anciens connus du rift sont des grès du Barrémien (fig. 7-2). Ces sédiments non marins de granulométrie grossière reposent sur des basaltes néocomiens, sur des structures résiduelles isolées du Paléozoïque, et sur le socle précambrien. Les dépôts les plus récents du rift sont du Coniacien. Le long de la partie profondément affaissée de la plate-forme, plus proche de l'océan, d'épaisses accumulations de basaltes du Crétacé et du Tertiaire précoce forment un biseau d'aggradation (onlap) sur les structures du rift et les sédiments contemporains du rifting.

Du Cénomanien au Santonien, les portions médiane et externe de la marge élargie ont été privées de dépôts sédimentaires. De petites quantités de roches clastiques ont été piégées dans les grabens internes, datant du début du Crétacé tardif. Étant donné que la succession à la base du Crétacé supérieur est mince et discontinue, il est difficile d'identifier une « discordance de rupture » spécifique qui représenterait la réponse stratigraphique à la formation initiale de la croûte océanique du bassin du Labrador. Les lits les plus anciens connus qui soient postérieurs au rifting datent du Santonien (fig. 7-2).

Les apports de sédiments clastiques ont fortement augmenté au Campanien, après la séparation cratonique et le développement d'une pente sur la marge cratonique, dirigé vers l'océan. Les pélites du Campanien et Maastrichtien ont progradé vers le large au-dessus des grabens et dorsales contemporains du rifting, approximativement jusqu'à l'emplacement du talus continental actuel. Sur la périphérie du bassin de Saglek, ces lits du Crétacé supérieur sont interstratifiés avec des coulées basaltiques. Le reste de la mégaséquence contemporaine de la période d'expansion océanique se compose d'une succession d'unités progradantes, s'épaississant et s'inclinant vers la mer. Ces séquences se différencient, dans les échantillons prélevés dans les puits, par leur caractère rythmique négatif et par la

façon dont se terminent les réflecteurs sismiques (biseau d'aggradation, de progradation, ou troncature) à leurs surfaces de séparation. Les limites des séquences sont généralement plus évidentes - à la fois sismiquement et dans les échantillons prélevés dans les puits - le long des portions internes du prisme de sédiments continentaux. La plupart des limites sont paraconcordantes dans la portion externe de la plate-forme, où la stratigraphie est mal définie.

Le sommet de la séquence contemporaine de l'expansion océanique est probablement de l'Éocène tardif. Ce niveau marque une phase de grande envergure, avec diminution de profondeur de la plate-forme, érosion du littoral et progradation des sables vers le large. De plus, ce niveau stratigraphique coïncide avec la culmination des décrochements à grande échelle dans le bassin de Cumberland et avec l'intrusion des grands culots mafiques dans le bassin de Cumberland et dans la partie nord de la mer du Labrador. Il est aussi contemporain de l'achèvement, à l'Éocène tardif (ou à l'Oligocène précoce), de l'expansion océanique du bassin du Labrador, déduite de la corrélation des anomalies magnétiques océaniques (Srivastava, 1978).

La mégaséquence supérieure couvre l'intervalle allant de l'Oligocène précoce au Quaternaire. Durant cette phase, la dynamique crustale a été dominée par la subsidence thermique massive du fond du bassin océanique de la mer du Labrador, subsidence accompagnée du soulèvement des marges littorales. Durant cette phase, la marge cratonique a basculé vers l'océan et s'y sont accumulées d'épaisses successions de débris clastiques grossiers, générés par l'érosion des hautes terres littorales soulevées. Ce volume de roches clastiques générées par le soulèvement littoral et l'érosion a largement dépassé le taux de subsidence de la marge cratonique. En conséquence, les roches clastiques ont été nettement progradantes en direction du bassin, et ont édifié la plate-forme externe et le talus continentaux actuels. La fraction sédimentaire fine a été transportée audelà de la plate-forme et du talus et s'est déposée sous forme d'une épaisse couverture, de grande étendue, au fond du bassin.

Il n'y a pas de roches carbonatées, sauf quelques minces lentilles et lits coquilliers discontinus, ni de roches évaporitiques dans les trois mégaséquences.

Roches sédimentaires du Paléozoïque

Des roches du Paléozoïque ont été rencontrées dans six puits du sud du bassin de Hopedale, et constituent des lambeaux d'érosion sur le socle précambrien. Des parties de la baie Frobisher et du détroit de Cumberland, et la partie intérieure du détroit d'Hudson, contiennent aussi dans leurs sous-sol des strates du Paléozoïque (Wade et al., 1977; Bell et Howie, chapitre 4). Aucune désignation stratigraphique formelle n'a été attribuée à ces roches.

Des couches paléozoïques du sud du bassin de Hopedale sont recouvertes dans certains puits par des basaltes datant du Crétacé précoce, et dans d'autres par des grès du Crétacé inférieur ou des shales du Crétacé supérieur. Aucun des puits du bassin de Hopedale ne contient plus de quelques centaines de mètres de couches paléozoïques. Il est habituellement difficile de différencier les roches du Paléozoïque des basaltes du Crétacé ou du socle précambrien, en raison de la similarité de leurs caractéristiques de sismique-réflexion. Les strates paléozoïques les plus communes sont composées d'une dolomie très fine ou microcristalline, de couleur gris clair et compacte. Dans le puits Indian Harbour M-52, les dolomies sont recouvertes par un calcaire micritique partiellement sableux. Des siltstones et shales calcaires recouvrent les calcaires dans le puits Freydis B-87.

Des indices biostratigraphiques montrent que certaines roches carbonatées paléozoïques et pélites sus-jacentes sont d'âge ordovicien, et se situent probablement entre l'Ordovicien précoce et le début de l'Ordovicien tardif (Jenkins, 1984; Bell et Howie, chapitre 4; Williams et al., chapitre 3). L'âge des dolomies trouvées dans le puits Gudrid H-55 est controversé : des spores bien conservées d'âge carbonifère (Westphalien) ont été récupérées dans une carotte prélevée dans ce puits (Barss et al., 1979, p. 91); également, des palynomorphes d'âge westphalien ont été récupérés dans le puits Roberval K-92 (M.S. Barss, communication personnelle, 1981). L'un des biostratigraphes estime que l'association paléoenvironnementale et l'état de conservation des spores d'âge carbonifère sont en contradiction avec le caractère sédimentaire et diagénétique des dolomies, et en conclue que les spores sont des contaminants (Jenkins, 1984).

Les strates du Paléozoïque de la marge de la mer du Labrador sont probablement les lambeaux d'une vaste couverture sédimentaire du socle d'une plate-forme, qui aurait été largement érodée avant et pendant l'épisode de rifting du Crétacé précoce. Les roches paléozoïques ont constitué une couverture passive durant la distension du socle, et n'ont exercé aucune influence sensible sur la position et le style des structures tectoniques.

Mégaséquence contemporaine du rifting

La mégaséquence contemporaine du rifting comprend la Formation d'Alexis d'âge néocomien, la Formation de Bjarni d'âge néocomien?-albien, les shales cénomaniens-campaniens de la Formation de Markland et les grès équivalents du Membre de Freydis de la Formation de Markland (fig. 7-2).

Formation d'Alexis

Des basaltes, datés radiométriquement par les méthodes K/Ar sur la roche totale au Crétacé précoce (approximativement 131-104 Ma : Berriasien-Albien au puits Leif M-48, Umpleby, 1979), ou sous-jacents à des sédiments crétacés, ont été traversés par sept puits dans le sud du bassin de Hopedale. Umpleby (1979) a désigné du nom de « Formation d'Alexis » ces roches, les plus anciennes connues du Mésozoïque de la plate-forme du Labrador. Dans la région côtière adjacente du Labrador, le seul indice signalé d'une activité mafique du même âge est un dyke de lamprophyre, qui date probablement du milieu du Mésozoïque, dans les roches précambriennes de l'orogène de Makkovik (Wanless et al., 1974; King et McMillan, 1975).

Des dykes de gabbro parallèles à la côte, présents dans les roches précambriennes du sud-ouest du Groenland, datent peut-être de l'Oxfordien-Kimméridgien (Watt, 1969). Ces roches représentent peut-être un début de

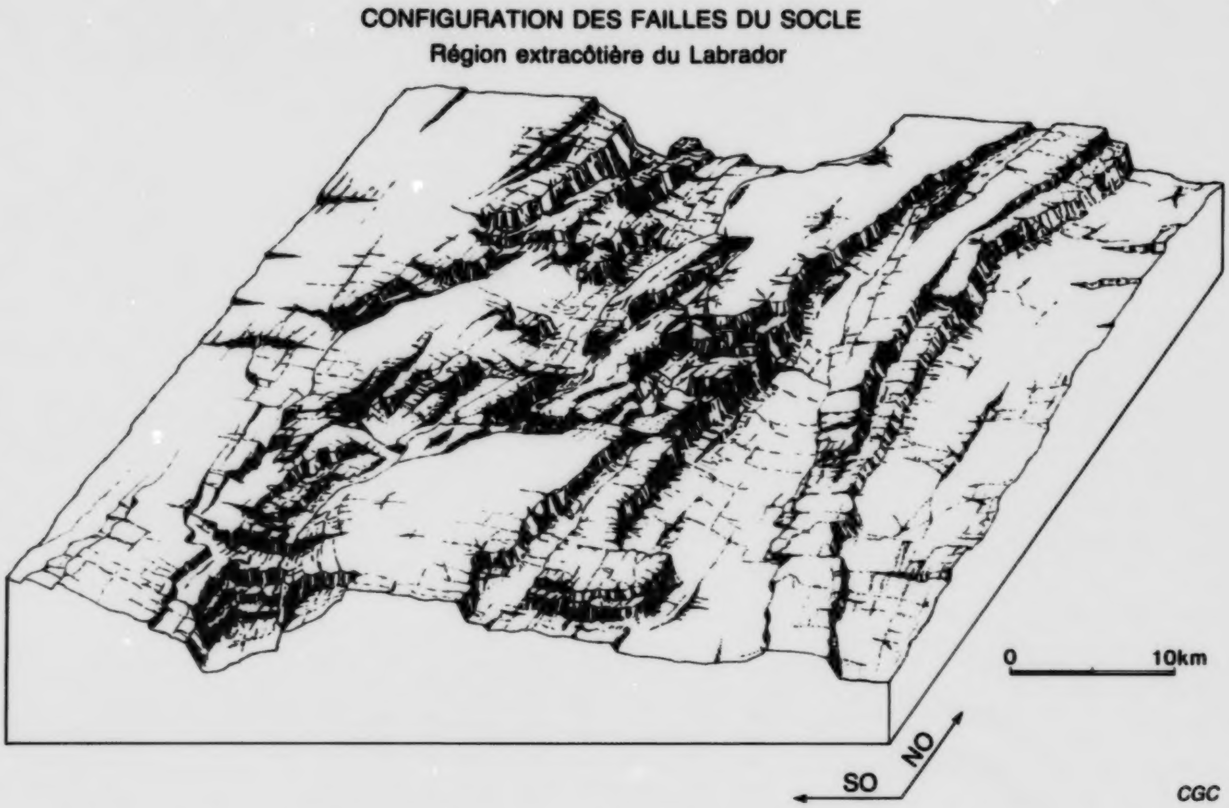


Figure 7-4. Vue vers l'ouest de failles normales du Crétacé précoce dans le socle précambrien, dans le sud du bassin de Hopedale. On observe des failles principales de grande étendue, de direction nord-ouest, inclinées vers l'est, reliées par des failles relativement plus courtes, de direction sud-ouest. Schéma par B. Petyhyrycz, basé sur l'interprétation détaillée du quadrillage sismique régional.

rifting dans le bassin du Labrador. Il est possible que des portions de l'assemblage volcanique d'Alexis soient aussi anciennes que les dykes de la baie Ford et du Groenland — ce qui pourrait indiquer que des roches sédimentaires du Jurassique supérieur puissent occuper les portions profondes et non forées de certaines dépressions contemporaines du rifting.

Le stratotype de la Formation d'Alexis se situe entre 2 515 et 2 255 m dans le puits Bjarni H-81. Il se compose de séquences répétitives de basalte altéré rouge et vert, alternant avec un basalte amygdalaire frais et quelques shales, siltstones et grès intrabasaltiques (Umpleby, 1979); leur âge radiométrique est 122 ± 6 Ma. Les basaltes rencontrés dans d'autres puits du bassin de Hopedale sont lithologiquement similaires à ceux de la Formation d'Alexis au puits Bjarni H-81. La succession basaltique la plus épaisse atteint 365 m au puits Roberval K-92. Les roches volcaniques du Crétacé inférieur recouvrent le socle précambrien ou les strates carbonatées du Paléozoïque et sont sous-jacentes à la Formation de Bjarni ou, dans des parties surélevées ou plus distales de la plate-forme, à des shales de plate-forme marine de la Formation de Markland du Crétacé supérieur ou de la Formation de Cartwright du Paléocène. Le caractère alcalin des basaltes d'Alexis du Crétacé inférieur, situés dans le domaine du rift du sud du bassin de Hopedale, contraste avec le caractère tholéiitique des basaltes que l'on trouve dans le nord du bassin de Saglek et du bassin de Cumberland et qui sont postérieurs au rifting.

Sur les terres émergées, les équivalents de la Formation d'Alexis sont peut-être les roches volcaniques de la baie Ford, qui se composent de brèches recoupées par des dykes de lamprophyre (King et McMillan, 1975). Selon Wanless et al. (1974), l'âge de ces roches volcaniques est 129 ± 6 Ma (Valanginien-Hauterivien); selon les géochrones, l'âge de ces roches volcaniques est 145 ± 6 Ma (Tithonique-Berriasien).

Formation de Bjarni

Le terme informel de « grès de Bjarni » a été appliqué par McWhae et Michel (1975) à l'intervalle de 2 150 à 2 257 m du puits Bjarni H-81 dans le bassin de Hopedale. L'intervalle est dominé par des grès gazéifères du Crétacé inférieur, qui recouvrent les roches volcaniques de la Formation d'Alexis. Umpleby (1979) lui a donné l'appellation formelle de « Formation de Bjarni », et a désigné comme stratotype l'intervalle de 2 614 à 3 767 m du puits Herjolf M-92, qui jouxte le puits Bjarni H-81. Selon Umpleby, la formation se compose de grès arkosiques de

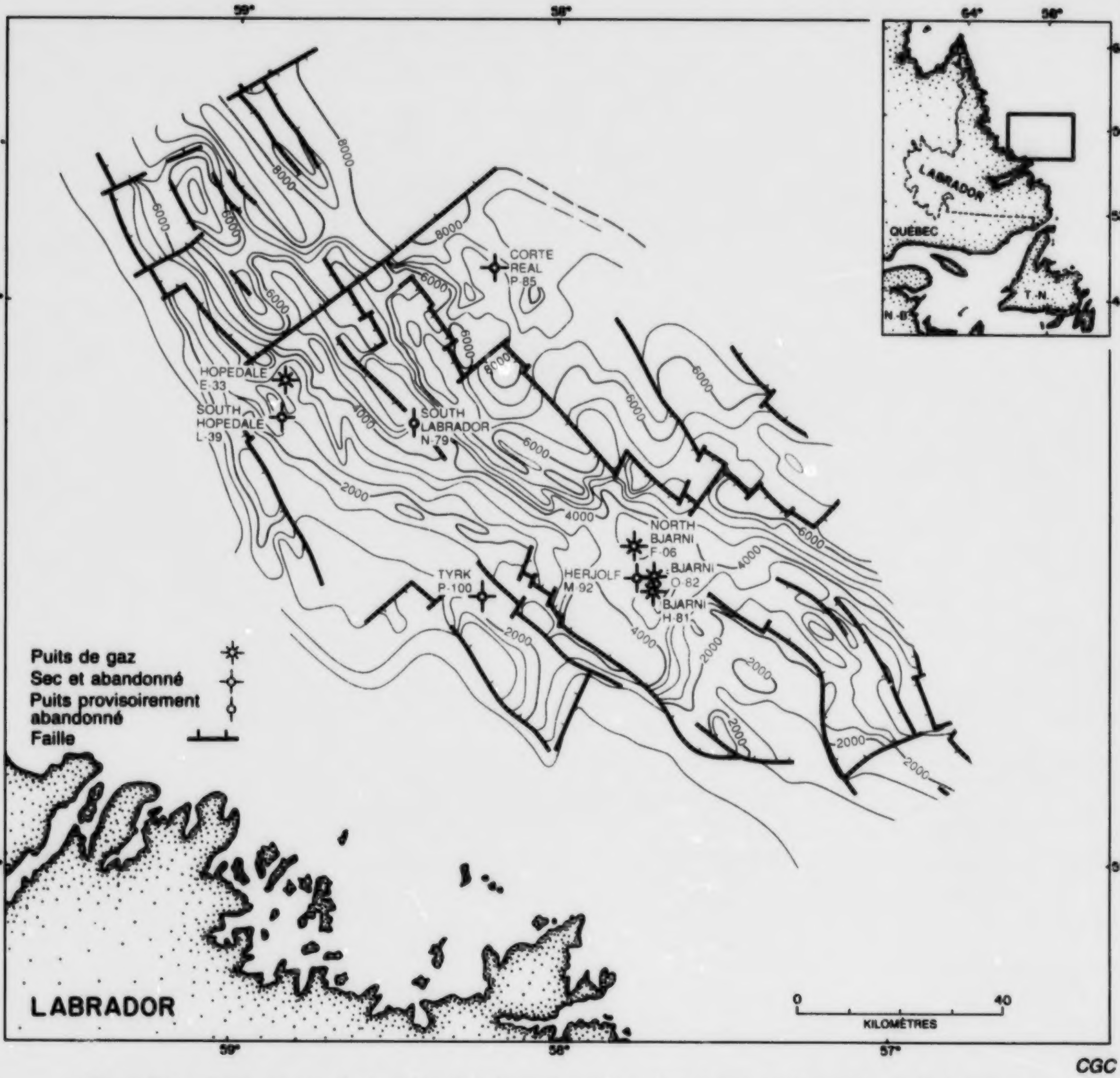


Figure 7-5. Carte structurale du socle, dans la partie centre sud du bassin de Hopedale. Isobathes exprimées en mètres au-dessous du niveau de la mer. À remarquer la configuration orthogonale des failles normales dans le socle.

granulométrie grossière, en majeure partie non marins, d'âge barrémien à cénomanien précoce. Umpleby a inclus dans le Membre de Snorri de la Formation de Bjarni les 217 m inférieurs, qui sont dominés par des shales et des couches de charbon.

La Formation de Bjarni est discontinue dans le bassin de Hopedale, et occupe surtout les régions basses de grands grabens et demi-grabens, de direction nord-ouest, du socle (fig. 7-4 à 7-8). De grandes failles normales de direction nord-ouest constituent généralement les limites ouest ou est, ou les deux à la fois, de ces sous-bassins qui sont séparés par d'étroits horsts composés de blocs surélevés du socle. Dans ce contexte, le socle comprend la combinaison sismiquement inséparable des roches précambriennes cristallines, des strates paléozoïques et de la Formation d'Alexis. Cette formation atteint probablement sa plus grande épaisseur au nord du puits Hopedale E-33, dans une zone régionalement déprimée où elle peut atteindre plus de 2 600 m. La Formation de Bjarni est également présente dans la partie sud du bassin de Saglek.

Dans les bassins de Hopedale et Saglek, la Formation de Bjarni est recouverte par des roches du Crétacé supérieur ou plus récentes. Le long des marges intérieures, les roches de la base du Crétacé supérieur sont généralement des grès, qui ont été inclus dans le Membre de Freydis de la Formation de Markland (voir fig. 7-3). Les formations

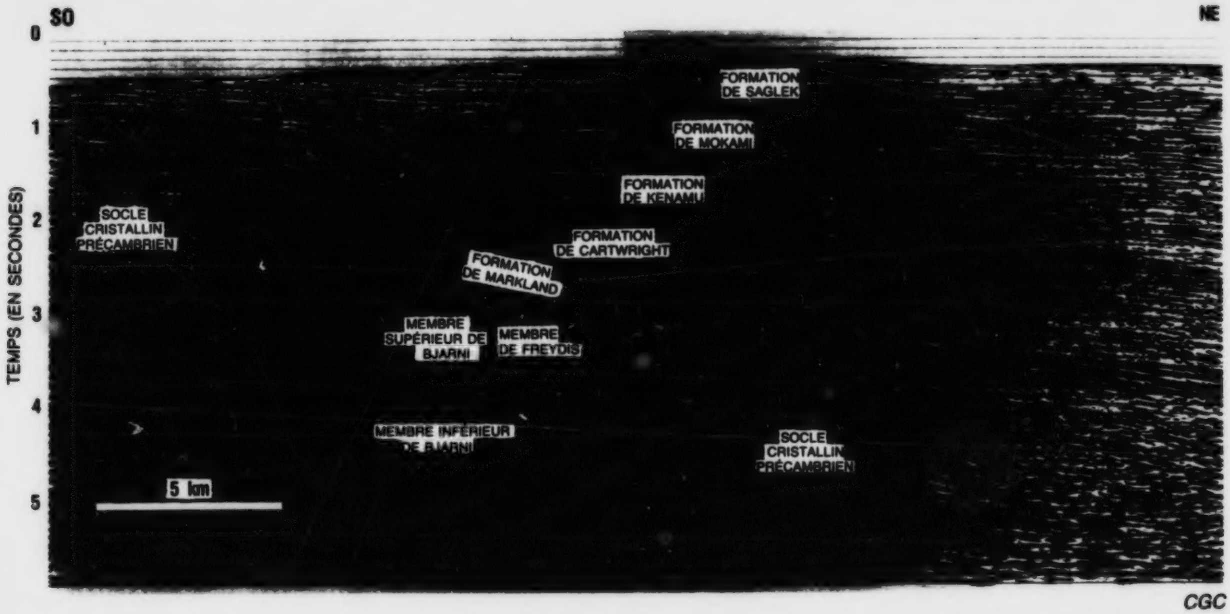


Figure 7-6. Coupe sismique (section migrée) de la partie centrale du bassin de Hopedale. Temps double (en secondes).

de Bjarni et de Freydis ne peuvent pas toujours être différenciées sismiquement. Vers les zones de dépôt maximal des bassins, dans les régions médiane et externe de la plate-forme, la Formation de Bjarni est recouverte par les shales marins du Crétacé supérieur de la Formation de Markland. Dans certaines parties de la plate-forme interne, les shales de la partie supérieure de la Formation de Markland recouvrent, en direction des terres, les lits plongeant vers l'est de la Formation de Bjarni.

La Formation de Bjarni peut être subdivisée en un membre inférieur et un membre supérieur dans les deux bassins. Le membre inférieur se compose de grès quartzeux non marin, feldspathique, lithique, charbonneux, en partie conglomératique, de granulométrie fine à grossière et caractérisé par une porosité intergranulaire médiocre à excellente. Le membre supérieur se compose de siltstone et de shale sableux, argileux et carboné, de caractère principalement non marin, et contient des intercalations de grès feldspathique partiellement poreux.

Dans le bassin de Hopedale, le membre inférieur est discernable sur les diagraphies des puits et sur les profils sismiques. La section la plus épaisse qui ait été forée se situe dans le puits Herjolf M-92 et atteint 1 137 m (2 615-3 752 m). Dans ce puits, le membre inférieur se compose d'environ 75 % de grès. Il est constitué d'un quartzite sédimentaire feldspathique de couleur gris clair à orange clair, caillouteux à silteux ou argileux, de granulométrie fine à grossière, faiblement trié, dont le tiers inférieur a une porosité intergranulaire assez bonne à excellente. Les ciments sont en particulier la calcite, la silice, l'argile et la sidérite. Les shales et siltstones interstratifiés peuvent atteindre 25 m, mais n'ont généralement que quelques mètres d'épaisseur. Il existe quelques minces lits de charbon. Habituellement, les couches individuelles de grès constituent les portions supérieures de cycles répétitifs présentant une augmentation de la granulométrie vers le sommet; dans moins de 20 % de la tranche sédimentaire, les textures deviennent progressivement plus fines vers le haut. Le puits North Leif I-05 contient 343,5 m du membre inférieur de la Formation de Bjarni, dont la base se situe à 3 443,5 m, et le contact avec le membre supérieur, repérable sismiquement, à 3 100 m. Des séquences incomplètes ont été traversées dans le puits North Bjarni F-06. Le premier puits se situe dans la partie sud du bassin de Hopedale, le second dans la partie centrale de ce bassin.

Il n'est pas possible de cartographier le membre inférieur à proximité ou à travers l'arche d'Okak, mais ce membre existe dans deux puits — Skolp E-07 et Gilbert F-53 — dans le sud du bassin de Saglek. Dans le puits Skolp E-07, le membre recouvre le socle cristallin précambrien et atteint 347 m d'épaisseur, puisqu'il est compris entre 2 620 m et 2 967 m de profondeur. Au nord de Skolp, l'unité s'amincit et n'est pas identifiée au-delà de 58°N.

Comme l'indiquent ses réflecteurs sismiques faiblement inclinés, le membre supérieur de la Formation de Bjarni déborde le membre inférieur incliné, dans une grande partie du bassin de Hopedale. Dans d'autres parties de ce bassin, le membre supérieur est moins étendu que le membre inférieur (fig. 7-9). Seuls quelques puits traversent les deux membres, et aucun d'entre eux ne se trouve à proximité de Bjarni H-81. Un puits les traversant tous deux est le puits North Leif I-05, dans lequel le membre supérieur atteint 379 m (2 721 à 3 100 m).

Dans le sud du bassin de Saglek, le membre supérieur forme un dépôt transgressif discordant sur le membre inférieur et repose ainsi directement sur le socle. Le membre supérieur, qui se compose principalement d'un shale marin, atteint 691 m d'épaisseur au puits Skolp E-07, où il se situe entre 1 782 et 2 473 m.

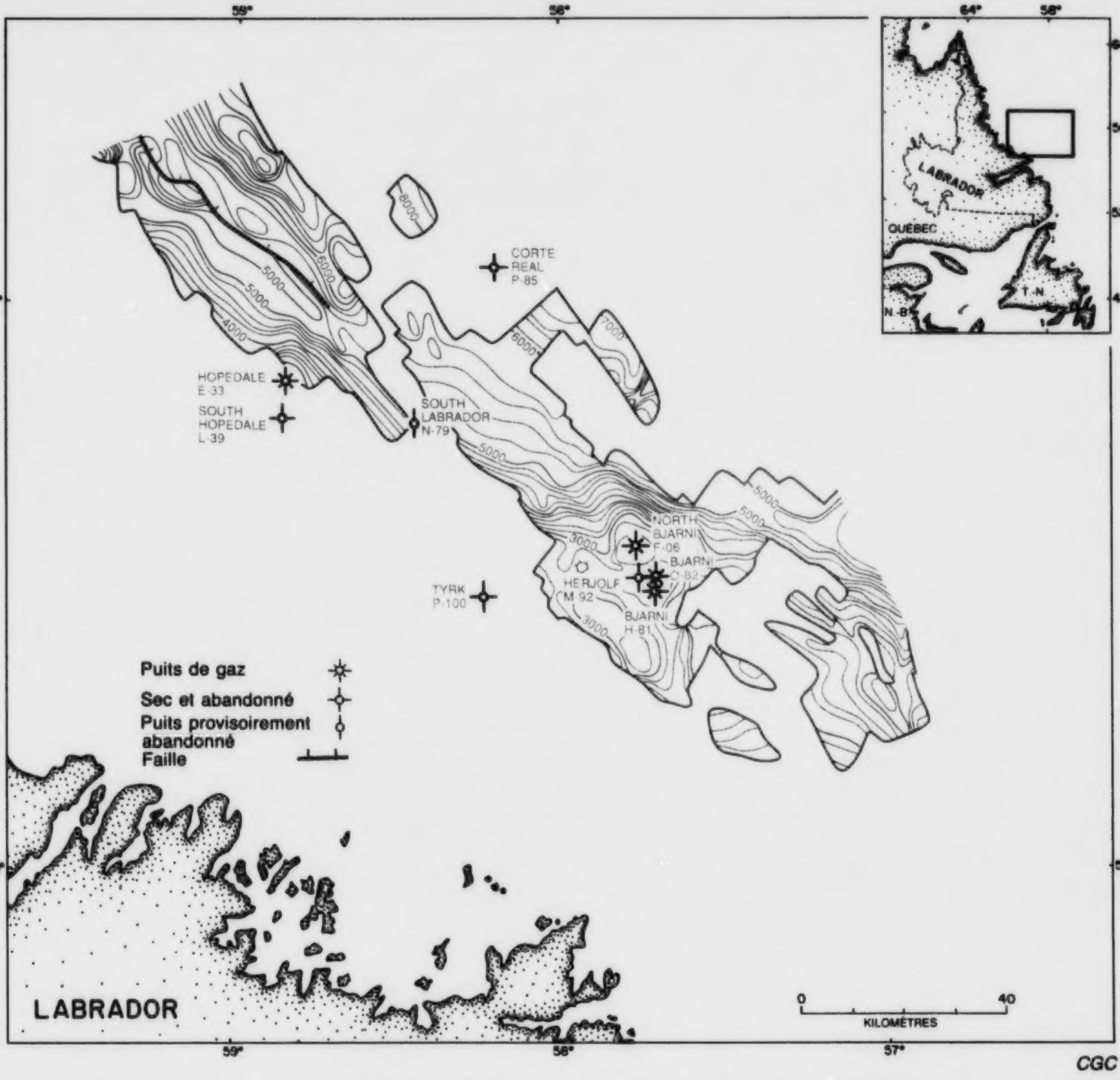
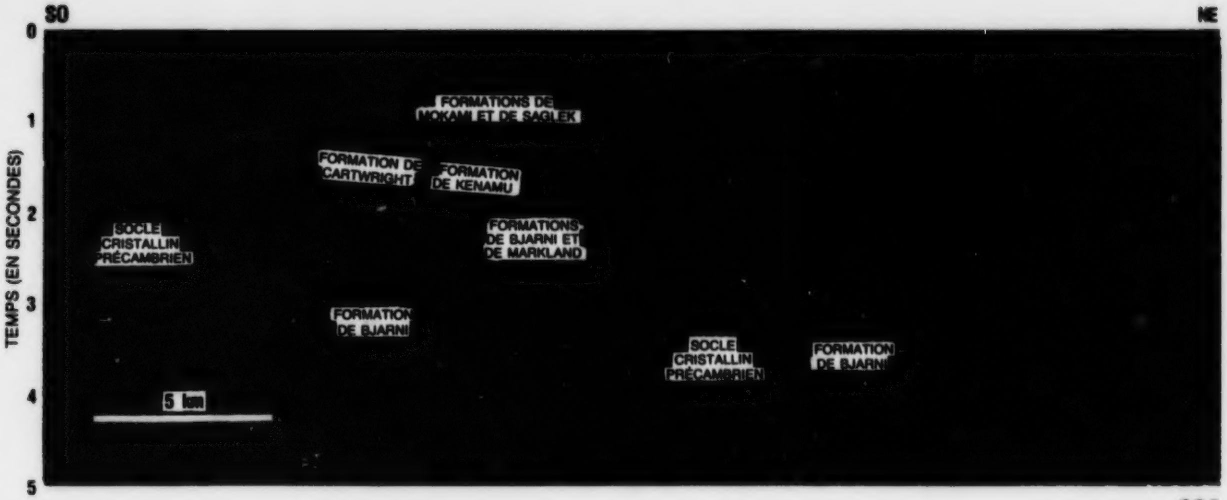


Figure 7-7. Carte structurale du sommet du membre inférieur de la Formation de Bjarni, dans la partie centre sud du bassin de Hopedale. Les isobathes sont exprimées en mètres au-dessous du niveau de la mer.

Il peut y avoir des roches sédimentaires équivalentes à la Formation de Bjarni dans la partie nord du bassin de Saglek et au-dessous de la plate-forme sud-est de Baffin, où elles sont peut-être enfouies sous des coulées ou monticules volcaniques du Crétacé et du Tertiaire inférieur ou interstratifiées avec ces volcanites. Un marqueur sismique prononcé situé au-dessous des monticules est appelé ici « marqueur du Crétacé moyen ». Au-dessous, les réflecteurs stratifiés parallèlement sont probablement des roches équivalentes à la Formation de Bjarni. La présence de roches du Crétacé inférieur sur la plate-forme sud-est de Baffin a été confirmée par MacLean et al. (1982, 1986a), MacLean et Williams (1983) et MacLean et al. (partie 2 du présent chapitre). Ces roches peuvent être attribuées à la Formation de Bjarni.

Des shales marins, probablement contemporains du membre supérieur de Bjarni, sont recouverts en concordance par des shales de la Formation de Markland dans les fosses sédimentaires intervolcaniques du nord du bassin de Saglek et de la plate-forme sud-est de Baffin.

L'âge le plus ancien attribué à la Formation de Bjarni par Umpleby (1979) est le Barrémien. Cet âge a été déterminé d'après l'étude d'associations de spores et de pollens. Cependant, les couches basales de la formation sont de toute évidence diachrones, et pourraient être d'âge



CGC

Figure 7-8. Coupe sismique (section migrée) de la partie sud du bassin de Hopedale; temps double (en secondes). À remarquer le pendage vers les terres (vers l'ouest) des failles normales du socle; le pendage antithétique des réflecteurs de la Formation de Bjarni vers les failles normales du socle; le recouvrement en avancée vers les terres (vers l'ouest) des réflecteurs basaux de la Formation de Kenamu sur la Formation de Cartwright; la troncature , côté terre (à l'ouest), des réflecteurs des formations de Mokami et Saglek au niveau de la surface actuelle de la plate-forme.

néocomien ou même jurassique, là où elles occupent des dépressions. L'âge le plus récent attribuable à la Formation de Bjarni pourrait être le Cénomanien, mais l'on estime généralement que cette formation date de l'Albien tardif. L'âge de la discordance séparant le membre inférieur du membre supérieur de la Formation de Bjarni est très controversé. Si l'on admet que le membre supérieur date probablement de l'Albien moyen à tardif, la discordance du bassin de Hopedale doit remonter à la fin de l'Albien moyen ou au début de l'Albien tardif.

La paléotopographie locale sur laquelle s'est déposée la Formation de Bjarni présentait un relief de quelques centaines de mètres. Les couches basales du membre inférieur de la Formation de Bjarni se composent de grès conglomératiques non marins et de roches clastiques fines, là où elles se trouvent en contact de faille avec les roches sous-jacentes. Ceci confirme que les couches se sont déposées durant l'épisode de rifting de la croûte, au Jurassique tardif ?–Crétacé précoce, qui a touché la plate-forme du Labrador. Les couches conglomératiques basales, comme au puits North Leif I-05, contiennent d'abondants clastes basaltiques altérés; ceux-ci ont apparemment pour origine l'érosion des affleurements de la Formation d'Alexis dans l'arrière-pays.

Les couches conglomératiques sont peut-être des sédiments de cônes de déjection et de talus d'éboulis. Les grès des grabens de la plate-forme interne auraient été déposés par des cours d'eau confinés dans d'étroites vallées, caractérisées par une pente raide et un réseau anastomosé. Il existe peu de cycles positifs qui indiquent la présence de grands cours d'eau à méandres. Les grabens se rétrécissent au sud en direction de la charnière précambrienne non fracturée, ce qui indique que les cours d'eaux s'écoulaient vers le nord.

Le puits North Leif I-05 contient une épaisse succession de shales non marins du membre inférieur de la Formation de Bjarni. Celle-ci représente probablement le dépôt de sédiments dans un bassin lacustre de longue durée. Des faciès tels que les grès situés dans le puits Herjolf M-92 sont peut-être des sédiments proximaux de front de delta (y compris des turbidites), déposés dans de grands bassins lacustres développés dans des grabens ou dans d'étroits estuaires allongés.

Dans les puits de la plate-forme du Labrador, les grès de la Formation de Bjarni ont été les cibles les plus fréquentes de la prospection pétrolière. Les grès épais, localement poreux, et les très grandes structures d'effondrement auprès desquelles ils sont parfois situés, sont syngénétiques. Ces grandes structures étaient déjà décelables sur les profils sismiques durant les premières phases de l'exploration du bassin de Hopedale. Ces structures localisées dans la partie interne de la plate-forme se trouvent en eau relativement peu profonde (moins de 200 m), à des profondeurs totales qui pourraient être atteintes en une seule saison de forage (approximativement de la mi-juillet à la mi-octobre). De plus, de grandes quantités de gaz ayant été extraites du membre inférieur de la Formation de Bjarni dans les premiers puits du bassin de Hopedale (par exemple Bjarni H-81 et Hopedale E-33), l'exploration de cette formation a été activement poursuivie à la fois dans les bassins de Hopedale et de Saglek. Le champ gazier North Bjarni F-06 (fig. 7-7) couvre par exemple 31 km^2. L'intervalle gazéifère productif net représente 79,5 m sur une colonne gazéifère brute de 177 m. Le champ contient des réserves récupérables calculées qui représentent 13,6 x 10^6 m^3 de condensat et 50,4 x 10^9 m^3 de gaz naturel (Meneley, 1986).

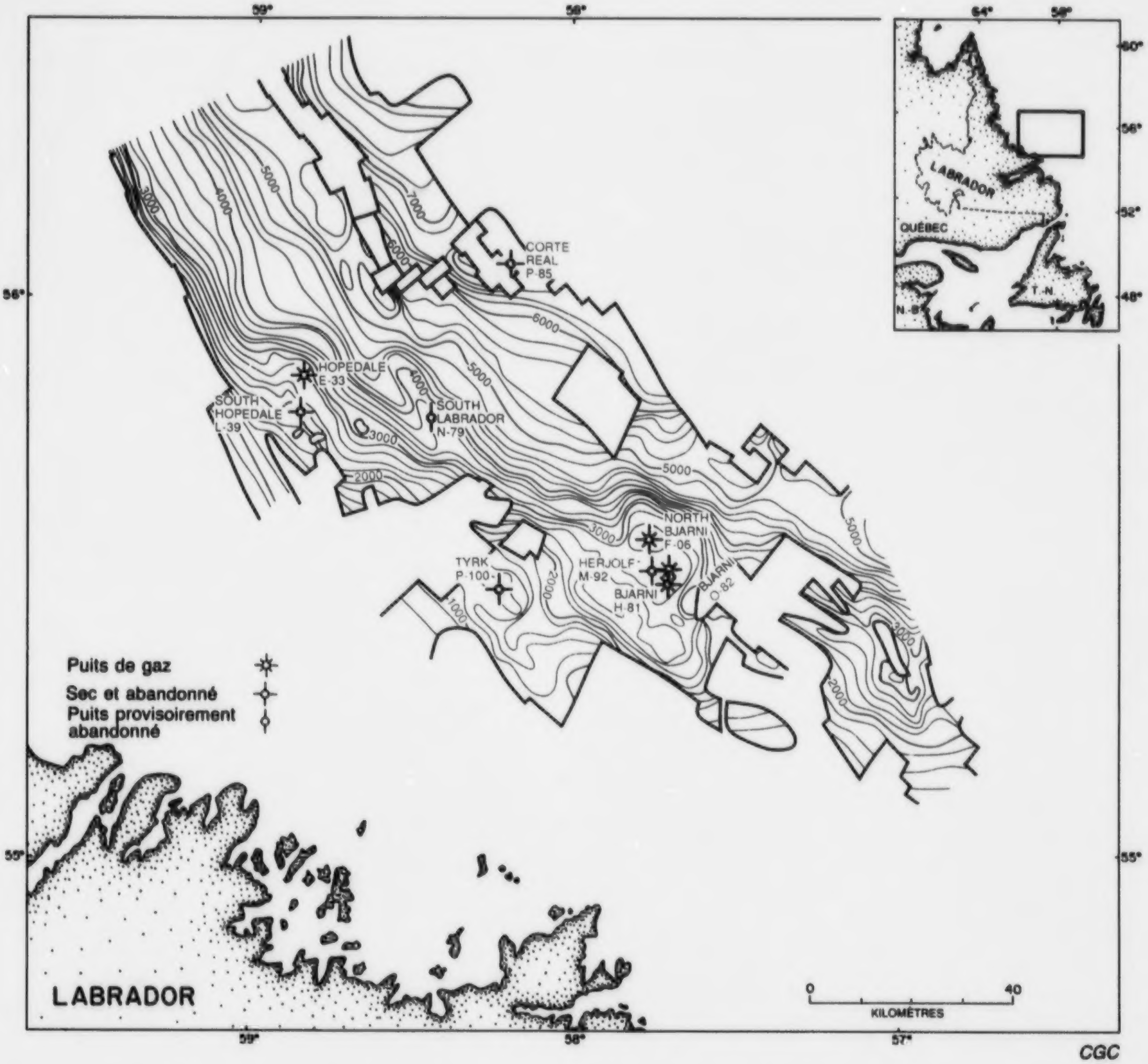


Figure 7-9. Carte structurale du sommet de la Formation de Bjarni dans la partie centre sud du bassin de Hopedale. Les isobathes sont exprimées en mètres au-dessous du niveau de la mer.

Membre de Freydis de la Formation de Markland

Umpleby (1979) a désigné un intervalle de 55 m (1 734 à 1 789 m) dans le puits Freydis B-87 du bassin de Hopedale, « Membre du Sable de Freydis » de la Formation de Cartwright. McWhae et al. (1980) ont étendu les limites de l'intervalle type d'Umpleby de façon à inclure les roches situées entre 1 731 m et 1 875 m de profondeur dans le puits Freydis B-87, et ont placé ces roches à dominante gréseuse dans la Formation de Markland qu'ils avaient nouvellement nommée; ils ont choisi les roches observées dans le puits Skolp E-07 (1 355 à 2 427 m) comme coupe de référence. D'après un examen de la lithologie, du caractère sismique, de la signature diagraphique et de la biostratigraphie, il semblerait que le contact entre le Membre de Freydis et la Formation de Bjarni, au puits Skolp E-07, se situe à 1 782 m de profondeur. Par conséquent, le Membre de Freydis, dans le puits Skolp E-07, se trouve entre 1 355 et 1 782 m de profondeur et a 427 m d'épaisseur. Par ailleurs, les couches de Freydis, dans le puits Freydis B-87, se limitent ici à l'intervalle de 60 m entre 1 728 et 1 788 m, d'après la lithologie, les diagraphies, le caractère sismique et la biostratigraphie; ceci représente à peu près le même intervalle que celui initialement désigné par Umpleby du terme de « Membre de Freydis ».

Le Membre de Freydis se limite à la partie interne de la succession du Crétacé supérieur de la plate-forme du

Labrador. L'unité se caractérise par deux styles sismostratigraphiques contrastés : 1) des biseaux épais, étroits, encadrés par un demi-graben, au contact et près du contact régional du prisme de sédiments continentaux avec le socle précambrien, dans le bassin de Hopedale et le bassin de Saglek et 2) des prismes sigmoïdes étroits, relativement minces, orientés vers la mer, qui localement forment un dépôt transgressif discordant sur des couches plus anciennes, à la fois du côté des terres et de l'océan (fig. 7-6).

Les couches de Freydis qui occupent des demi-grabens ont localement des centaines de mètres d'épaisseur (comme aux puits Skolp E-07 et Gilbert F-53) et la géométrie des couches syntectoniques internes rappelle celle de portions de la Formation de Bjarni. En conséquence, par endroits, seule est possible une vague délimitation de la Formation de Bjarni du Crétacé inférieur et du Membre de Freydis du Crétacé supérieur. Là où les couches de Freydis ont formé des biseaux sigmoïdes orientés vers la mer, comme dans les puits Freydis B-87, Snorri J-90 et Tyrk P-100, l'épaisseur de l'intervalle varie d'une à plusieurs dizaines de mètres. Le puits se trouve dans une succession encadrée par un demi-graben, et celle-ci peut être légèrement plus épaisse à l'ouest du puits dans la partie axiale de la structure. Une épaisse succession occupe un demi-graben au large du cap Chidley. Si ces couches peuvent être attribuées au Membre de Freydis, comme l'indique la corrélation sismique régionale, l'unité pourrait avoir 1 200 m d'épaisseur.

Le Membre de Freydis ne peut être cartographié avec tant soit peu de confiance dans la région située au nord du détroit d'Hudson. Les biseaux localement épais du Membre de Freydis s'amincissent soudainement en formant un unique réflecteur sismique; ils passent apparemment en direction de l'océan à de minces lits pélitiques marins, qui constituent la partie inférieure de la Formation de Markland. Le contact entre la Formation de Freydis (et les shales équivalents de Markland) et les strates sous-jacentes du Crétacé inférieur constitue un marqueur sismique fort et persistant sur de vastes étendues de la plate-forme du Labrador. Ce contact n'a pas été foré dans les parties médiane et externe de la plate-forme, de sorte que le caractère lithologique du contact n'est pas connu. Il est possible que l'unique réflecteur sismique, prononcé et distal, du Crétacé, qui se situe au niveau du Membre de Freydis, corresponde à un mince lit calcaire ou une couche cimentée par de la calcite.

La section la plus épaisse qui ait été forée dans le Membre de Freydis se trouve à l'emplacement du Skolp E-07, où elle atteint 427 m. Le membre se compose de shales, de siltstones et de grès, et les caractéristiques des diagraphies suggèrent des cycles négatifs. Les 80 m basaux se composent d'une argilite brun-gris, sableuse et tendre. Ce niveau est recouvert par une séquence de grès et shales interstratifiés. Les grès sont de couleur gris à brun-gris, partiellement caillouteux, de granulométrie fine à très grossière, feldspathiques et quartzeux; ils peuvent être argileux, silteux, carbonés, micacés ou glauconitiques, avec un ciment partiellement calcaire. Les shales sont tendres et de couleur brun-gris. Les grès les plus épais se trouvent dans les 100 m supérieurs. Une carotte prélevée dans l'intervalle de 1 388 à 1 397 m contient un grès quartzeux laminé, gris sombre, argileux et micacé. Les grès de Freydis, au puits Gilbert F-53, également situé dans le bassin de Saglek, sont de caractère arkosique et contiennent de nombreux clastes lithiques.

De minces biseaux de grès de Freydis, au puits Freydis B-87 (1 728 à 1 788 m) dans le bassin de Hopedale, se composent d'un grès quartzeux, légèrement glauconitique, de couleur gris-clair, de granulométrie fine à grossière, et de grès arkosique.

Le Membre de Freydis s'amincit vers le large, et passe sans doute aux shales marins de la portion inférieure de la Formation de Markland. Le Membre de Freydis recouvre en concordance la Formation de Bjarni du Crétacé inférieur ou recouvre en discordance des roches plus anciennes y compris, par endroits, le socle précambrien. L'unité est le plus souvent recouverte par des shales marins du Crétacé supérieur de la Formation de Markland. Le long du bord ouest des roches crétacées, des grès de Gudrid (Paléocène? et Éocène) forment localement un dépôt transgressif discordant sur le Membre de Freydis comme au puits Tyrk P-100.

Le Membre de Freydis contient des palynomorphes qui indiquent un âge cénomanien-campanien (J. Bujak, communication personnelle, 1985). Dans le bassin de Hopedale, les couches de Freydis, confinées à l'intérieur de grabens, ne sont pas plus récentes que le Coniacien. Dans le bassin de Saglek, aux puits Gilbert F-53 et Skolp E-07, les couches supérieures de Freydis sont aussi récentes que le Campanien précoce.

Les foraminifères et palynomorphes provenant des couches de Freydis, confinées à l'intérieur de grabens, indiquent un milieu marin peu profond à non marin. Cette observation, de même que la géométrie interne en biseau et le caractère grossier et carboné des roches, suggèrent que les dépôts sont syntectoniques, s'étant accumulés au début du Crétacé tardif pendant le rifting des portions internes, du côté du littoral, de la plate-forme primitive. Les mécanismes probables d'accumulation de ces dépôts mixtes, deltaïques et infratidaux, sont l'action des cours d'eaux, des marées et des vagues. Les dépôts sableux du Membre de Freydis, qui contiennent de minces biseaux, se caractérisent par une géométrie et une lithologie suggérant l'action locale de systèmes d'énergie élevés; ces sables purs, épais et massifs, sont peut-être des dépôts formés dans de petits deltas et dans des marges deltaïques où prédominait l'action des vagues, et qui localement ont peut-être constitué de minces grès formant, en aval, des cônes distaux. Les abondants grains de feldspath non altérés et clastes lithiques de roches ignées et métamorphiques indiquent que des débris grossiers ont été amenés de sources proches des sites de dépôt du Membre de Freydis - probablement, dans une large mesure, des hautes terres littorales qui se sont développées lors du rifting du Crétacé tardif le long de la plate-forme du Labrador.

Mégaséquence de la phase de dérive

Les composantes, progradantes vers la mer et dominées par des shales du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Éocène, de la mégaséquence formée pendant la phase de dérive, comprennent les formations de Markland, de Cartwright et de Kenamu (fig. 7-2). Les faciès distaux de ces formations, sous le talus continental et sur la plaine des bassins, recouvrent des basaltes du Paléocène et de l'Éocène, avec lesquels ils sont aussi partiellement interstratifiés.

Formation de Markland

McWhae et al. (1980) ont donné le nom de « Formation de Markland » à la vaste succession du Crétacé supérieur et du Paléocène inférieur (Danien) de la plate-forme du Labrador, qui se compose principalement de shales de plate-forme marine. Le stratotype est l'intervalle de 1 975 à 2 150 m du puits Bjarni H-81 dans le bassin de Hopedale. La Formation de Markland est une entité limitée par une discordance, et facilement décelable par analyse sismostratigraphique et diagraphique. Les analyses sismiques et analyses des puits indiquent que la Formation de Markland contient deux membres identifiables, appartenant tous deux à un faciès proximal dominé par des grès : une unité localement épaisse du Cénomanien?-Campanien, le Membre de Freydis, et une unité inférieure du Danien, plus mince mais localement bien visible, le Membre de Gudrid (fig. 7-2).

La Formation de Markland est l'une des unités lithostratigraphiques les plus étendues de la plate-forme du Labrador. Elle existe dans tout le bassin de Hopedale et dans le bassin de Saglek, où elle apparaît dans le nord de la plate-forme du Labrador et sur la plate-forme sud-est de Baffin. Les shales appartenant à la formation débordent généralement la Formation de Bjarni dans les grabens et le Membre de Freydis de la Formation de Markland, et reposent ainsi directement sur le socle précambrien, sur les strates paléozoïques ou sur les basaltes crétacés. Dans ces localités, les shales de Markland sont les sédiments les plus anciens de la succession du prisme de sédiments continentaux de la plate-forme du Labrador. La Formation de Markland repose sur des basaltes du Crétacé tardif et du Paléocène et est interstratifiée avec ceux-ci, dans la partie nord du bassin de Saglek et sur la plate-forme sud-est de Baffin, ce qui permet difficilement de relever l'unité à cet endroit. La formation s'amincit en biseau vers le large et les terres, à partir d'un maximum régional; elle forme un prisme allongé, superposé à l'épaisse Formation de Bjarni qui comble les grabens le long de la partie interne de la succession de plate-forme du Crétacé.

La tranche la plus épaisse connue de la Formation de Markland se situe au puits Gilbert F-53 (environ 735 m) dans le sud du bassin de Saglek. Dans le bassin de Hopedale, d'épaisses tranches sédimentaires ont été traversées par les puits South Labrador N-79 (622 m) et Herjolf M-92 (404 m). La Formation de Markland est relativement mince au-dessus des crêtes de blocs surélevés du socle qui forment des horsts dans la partie interne de la plate-forme. Elle s'amincit régionalement vers le large, de sorte qu'elle est absente sur les crêtes de nombreux horsts dans la partie médiane de la plate-forme. La formation n'est pas repérable sur le bord externe de la succession de plate-forme; si elle est présente, elle est probalement si mince qu'elle n'a aucune expression sismique distinctive. La partie inférieure du puits Gjoa G-37 a peut-être traversé les shales supérieurs de la Formation de Markland, mais les données actuelles ne permettent pas de le vérifier.

La Formation de Markland recouvre abruptement mais en concordance la Formation de Bjarni du Crétacé inférieur dans les portions centrales de nombreuses dépressions structurales. En direction des flancs des hauteurs, les couches basales de la Formation de Markland forment des biseaux d'aggradation ou de progradation sur la Formation de Bjarni et sur des roches plus anciennes, localement sur des roches du Paléozoïque comme au puits Gudrid H-55, ou sur un basalte du Crétacé, comme au puits Indian Harbour M-52 (fig. 7-8). La géométrie sismique indique que les shales de la Formation de Markland sont des dépôts distaux ou des faciès gréseux de la plate-forme interne - le Membre de Freydis, un grès non dénommé du Maastrichtien et le Membre de Gudrid du Paléocène inférieur (fig. 7-2). Les roches basales de la Formation de Markland, qui occupent des dépressions structurales, n'ont pas été forées. La formation est recouverte en concordance dans les parties distale et médiane de la plate-forme par des shales de la Formation de Cartwright du Paléocène. Le contact est marqué, de façon abrupte, par une diminution de vitesse sur les diagraphies acoustiques et par une augmentation de la résistivité dans les shales basaux de la Formation de Cartwright. La modification du caractère des diagraphies et un réflecteur sismique généralement décelable sont des critères fiables pour différencier les shales de la Formation de Markland et de la Formation de Cartwright; pétrographiquement, ces shales sont similaires. Vers le rivage, des lits successivement plus jeunes de la Formation de Cartwright forment un biseau d'aggradation sur la Formation de Markland (fig. 7-6, 7-10).

Les shales de la Formation de Markland sont généralement gris sombre, silteux, partiellement carbonés et sidéritiques, partiellement micacés, et se détachent souvent en feuillets ou en éclats. Il existe dans quelques lits des traces d'un grès fin glauconitique. La teneur en carbone organique des shales est généralement inférieure à 1,0 %; la plupart de ce carbone vient de débris de végétaux terrestres.

Les palynomorphes de la Formation de Markland indiquent un âge albien-cénomanien à danien. Les foraminifères suggèrent que cette formation est d'âge cénomanien-turonien à danien. Les dinoflagellés et foraminifères indiquent une sédimentation dans un milieu margino-marin ou de plate-forme médiane. La base de la formation est diachrone, en raison de son caractère transgressif.

Les indices d'un milieu marin généralement peu profond sont confirmés par les détails suivants : la situation de la formation au-dessus de la Formation de Bjarni qui a un caractère non marin à margino-marin; le passage progressif, en amont-pendage, aux grès margino-marins du Membre de Freydis; et la faible inclinaison vers le large du biseau de progradation que forment les réflecteurs sismiques à l'intérieur de la Formation de Markland.

La partie inférieure mince de la Formation de Markland, y compris des couches contemporaines du Membre de Freydis, témoigne d'une très faible sédimentation au début et au milieu du Crétacé tardif. La quantité de matériaux clastiques fins atteignant la plate-forme du Labrador a augmenté pendant la période comprise entre le Campanien et le Maastrichtien et Danien. En conséquence, les couches campaniennes et plus récentes de la Formation de Markland forment un biseau d'aggradation sur les hauteurs structurales et sont beaucoup plus largement distribuées que celles des parties inférieures de la formation.

Les shales de la Formation de Markland constituent une couche étanche pour les grès gazéifères de la Formation de Bjarni, au puits North Bjarni F-06 et dans les puits proches. Les shales contiennent principalement de la matière organique dérivée de végétaux terrestres, et sont peut-être partiellement les couches mères du gaz de la Formation de Bjarni.

Les membres de Gudrid

Le nom de « Membre du Sable de Gudrid » a été attribué par Umpleby (1979) à un intervalle de 214 m rencontré dans le puits Gudrid H-55 du bassin de Hopedale. Tel qu'initialement défini, ce membre de la Formation de Cartwright se compose d'un sable arkosique comportant une abondante matrice argileuse. Les palynomorphes indiquent un âge paléocène-éocène précoce. McWhae et al. (1980) ont élevé cette unité au rang de formation, et l'ont appelée « Formation de Gudrid », qu'ils considèrent comme contemporaine de la Formation de Cartwright. Ils ont conservé l'intervalle de 2 179 à 2 393 m du puits Gudrid H-55 comme stratotype.

Trois niveaux de dépôt de grès marins littoraux (fig. 7-2) ont été identifiés dans les couches du Paléocène et de l'Éocène précoce qui correspondent à la Formation de Gudrid telle que définie par McWhae et al. (1980). Chacun des faciès gréseux se situe au sommet d'une succession négative. Étant donné que le présent article n'est pas l'endroit approprié pour créer des unités formelles, ces grès seront désignés : membres inférieur, intermédiaire et supérieur de Gudrid. Mais cette nomenclature prête à confusion, est peu satisfaisante, et ne se conforme pas aux règles de la North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (Commission nord-américaine de nomenclature stratigraphique) (1983). En conséquence, une révision est nécessaire et les trois membres de Gudrid sont définis de la façon suivante :

- Le membre inférieur de Gudrid est le faciès de sable littoral équivalent aux shales supérieurs de la Formation de Markland, donc est inclus dans cette formation. Il est probablement d'âge danien.
- Le membre intermédiaire de Gudrid représente le faciès de sable littoral des shales inférieurs de la Formation de Cartwright et est inclus dans cette formation. Il date du Paléocène moyen à tardif.
- Le membre supérieur de Gudrid représente le faciès de sable littoral des shales supérieurs de la Formation de Cartwright et est inclus dans cette formation. Il date du Paléocène tardif à l'Éocène inférieur. L'intervalle de 2 180 à 2 280 m du puits Gudrid H-55, qui correspond à la partie supérieure du stratotype de la Formation de Gudrid, représente le membre supérieur de Gudrid.

En aval-pendage des grès deltaïques littoraux des membres intermédiaire et supérieur de Gudrid, les forts réflecteurs lenticulaires sont interprétés comme étant des cônes de turbidites de plate-forme du même âge. Pour simplifier, les cônes sont appelés ici membres intermédiaire et supérieur de Gudrid, d'après les deltas qui apparemment les ont alimentés. Aucun cône équivalent du membre inférieur de Gudrid n'a été trouvé. Ceci explique pourquoi les auteurs considèrent le membre inférieur de Gudrid comme un membre de la Formation de Markland et les membres intermédiaire et supérieur de Gudrid comme des membres de la Formation de Cartwright.

Membre inférieur de Gudrid

Le membre inférieur de Gudrid a été traversé par des puits forés dans la plate-forme interne dans le sud du bassin de Hopedale, par le puits Ogmund E-72 dans le nord du bassin de Hopedale, et par le puits Gilbert F-53 dans le sud du bassin de Saglek. Les dépôts du sud du bassin de Hopedale forment un mince prisme, asymétrique en direction du rentrant du bassin, et recouvrant une vaste région. Cette unité s'amincit en amont-pendage jusqu'à former un très mince biseau, parce qu'elle est tronquée et partielle-

Figure 7-10. Coupe sismique (section migrée) de la partie intérieure du bassin de Saglek. Temps double (en secondes) le long de la marge gauche.

ment recouverte en discordance par des couches transgressives du membre supérieur de Gudrid, ou par des couches équivalentes du Paléocène ou de l'Éocène. En aval-pendage, le membre inférieur de Gudrid passe abruptement aux shales de plate-forme de la Formation de Markland. Dans le bassin de Saglek, le membre inférieur de Gudrid a été interprété d'après les profils sismiques comme étant un prisme mince, nettement confiné, orienté vers l'océan. Cet intervalle n'a pas été traversé dans le nord du bassin de Saglek ni sur plate-forme sud-est de Baffin. La section la plus épaisse du membre inférieur de Gudrid atteint 212 m au puits Roberval K-92 (2 468-2 680 m) à environ 2 km en aval-pendage d'une section de 130 m enveloppant un horst fermé par le socle, au puits Roberval C-02. Au puits Cartier D-70, le membre inférieur de Gudrid s'amincit jusqu'à 60 m.

Au puits Gudrid H-55, le membre inférieur de Gudrid comprend des grès gris clair à brun clair, de granulométrie fine à grossière, faiblement triés, partiellement caillouteux, légèrement argileux, feldspathiques et quartzeux. Les 50 mètres inférieurs sont cimentés par de la dolomie. Les niveaux avec ciment dolomitique sont indiqués par des valeurs élevées sur les diagraphies acoustiques et de résistivité des puits. Au puits Cartier D-70, le membre inférieur de Gudrid se compose de grès quartzeux gris clair à vert clair, de granulométrie moyenne à très grossière, contenant une grande quantité de feldspath, quelques grains de glauconite et un peu de ciment sidéritique et kaolinitique. La porosité est excellente dans l'ensemble de la succession.

Les grès du membre inférieur de Gudrid forment des biseaux asymétriques, orientés vers l'océan, dont les parties distales passent en aval-pendage aux shales supérieurs de la Formation de Markland. Du côté de la terre ferme, où la plupart des puits ont traversé le membre inférieur de Gudrid, les couches non marines et les couches de milieu marin peu profond reposent sans transition en discordance d'érosion sur les shales de la Formation de Markland. Bien qu'abrupte, la discordance ne représente sans doute pas un intervalle prolongé à l'échelle des temps géologiques. Le membre inférieur de Gudrid et la partie supérieure de la Formation de Markland sont respectivement considérés comme le faciès proximal et le faciès distal de la même séquence sédimentaire. Dans les parties internes de la plate-forme, des shales marins de plate-forme continentale qui composent le membre supérieur de la Formation de Cartwright forment, de façon très brusque, un dépôt transgressif discordant sur les couches du membre inférieur de Gudrid. Ce contact abrupt marque un hiatus important du Paléocène. Dans les parties médianes de la plate-forme, une succession de roches post-daniennes-paléocènes (membre intermédiaire de Gudrid et l'équivalent du membre inférieur de Gudrid) se place stratigraphiquement au niveau de cette discordance.

L'âge du membre inférieur de Gudrid est incertain. Cependant, dans de nombreux profils sismiques, celui-ci peut être interprété comme un faciès sableux d'amont-pendage, du côté du littoral, équivalent aux shales supérieurs de la Formation de Markland. Étant donné que les couches du sommet de la Formation de Markland ont continuellement été attribuées au Danien, on conclut provisoirement que le membre inférieur de Gudrid est d'âge danien. D'autres études biostratigraphiques sont nécessaires.

Les grès du membre inférieur de Gudrid ont un caractère typiquement massif sur les diagraphies; ils contiennent des clastes de charbon, de la glauconie et des fossiles néritiques. Les membres inférieur et supérieur de Gudrid ont tous deux une configuration sismique en biseau, asymétrique et orientée vers le large, et comportent localement des réflecteurs internes obliques et sigmoïdes. Les biseaux du membre inférieur de Gudrid s'amincissent ou passent progressivement, en aval-pendage, aux shales de la Formation de Markland de telle sorte que la bordure raide des grès, orientée vers le large, pourrait être un paléotalus dont le relief local est de plusieurs dizaines de mètres à peut-être 200 mètres.

Les grès du membre inférieur de Gudrid semblent être des corps sableux littoraux, en partie des dépôts de flèche barrante à l'embouchure d'un delta et des dépôts périphériques de cordon littoral, balayés par les vagues et les marées, occupant des dépressions paléotopographiques peu profondes qui caractérisaient le littoral au Danien. Le faciès proximal de plaine deltaïque et le faciès de chenal en amont-pendage ont largement été érodés au Paléocène moyen, comme décrit dans une section ultérieure.

Sur la marge sud du bassin de Hopedale, au large de l'inlet Hamilton (fig. 7-1), une série de dépôts deltaïques comprennent le Membre de Freydis sous-jacent, et les membres inférieur, intermédiaire et supérieur de Gudrid. Il existe aussi un grès littoral localement bien développé de l'Éocène supérieur, le Membre de Leif de la Formation de Kenamu. Cette progradation deltaïque répétée, du Crétacé tardif au Tertiaire moyen, vers l'est à travers la plate-forme continentale de milieu marin peu profond, suggère que dans sa partie centrale l'inlet Hamilton a peut-être contenu un important fleuve, la proto-rivière Hamilton, qui aurait amené des roches clastiques des hautes terres littorales. La présence de fossiles remaniés du Mésozoïque et du Paléozoïque dans les produits pélitiques de plate-forme équivalents des grès deltaïques indique aussi que le réseau de la « rivière a probablement drainé de vastes régions de la portion interne adjacente du craton.

Formation de Cartwright

Umpleby (1979) a appliqué le nom de « Formation de Cartwright » aux shales du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Éocène inférieur, présents sur la plate-forme du Labrador. Il a choisi comme stratotype l'intervalle de 2 393 à 2 650 m du puits Gudrid H-55. Umpleby a inclus deux membres dans la Formation de Cartwright. Ce sont le Membre du Sable de Freydis et le Membre du Sable de Gudrid. McWhae et al. (1980) ont révisé la nomenclature d'Umpleby. Ils ont limité la Formation de Cartwright à la portion du Paléocène et de l'Éocène inférieur de la succession, et ont inclus le Membre de Freydis dans la Formation de Markland telle que définie par eux. McWhae et al. (1980) ont désigné l'intervalle de 1 820 à 1 975 m, dans le puits Bjarni H-81 foré dans le bassin de Hopedale, comme stratotype de la Formation de Cartwright.

La Formation de Cartwright est une unité facilement identifiable dans la plupart des puits, et peut être généralement délimitée sismiquement; elle constitue ainsi une intervalle stratigraphique cartographiable de grande utilité (fig. 7-11). L'intervalle de 2 069 à 2 453 m dans le puits Gilbert F-53 et celui de 3 036 à 3 793 m dans le puits

Karlsefni A-13 sont des sections stratigraphiques de grande épaisseur et manifestent sur les diagraphies les styles caractéristiques des shales de la Formation de Cartwright. Dans le bassin de Saglek et au nord jusqu'à la plate-forme sud-est de Baffin, la Formation de Cartwright peut-être subdivisée en un membre inférieur et un membre supérieur grâce à la présence d'un marqueur sismique et acoustique bien défini sur les diagraphies. Ces membres et le marqueur acoustique qui les sépare sont bien en évidence sur les diagraphies des puits Gilbert F-53 et Karlsefni A-13. Les couches du sommet des membres inférieur et supérieur de la Formation de Cartwright sont des faciès distaux et silteux des grès littoraux, désignés ici de façon informelle comme les membres intermédiaire et supérieur de Gudrid. Le membre inférieur de Gudrid est l'intervalle du faciès de grès littoral au sommet de la Formation de Markland (décrit dans la section précédente sur la Formation de Markland).

La Formation de Cartwright s'étend parallèlement à la plate-forme au large du Labrador et de la partie sud de l'île de Baffin, en formant un prisme allongé qui s'amincit en direction des terres pour former un biseau d'aggradation sur des roches plus anciennes, et s'amincit en direction de la mer en formant un biseau de progradation sur de vastes monticules de roches volcaniques du Paléocène avec lesquelles il est parfois interstratifié. Dans la partie

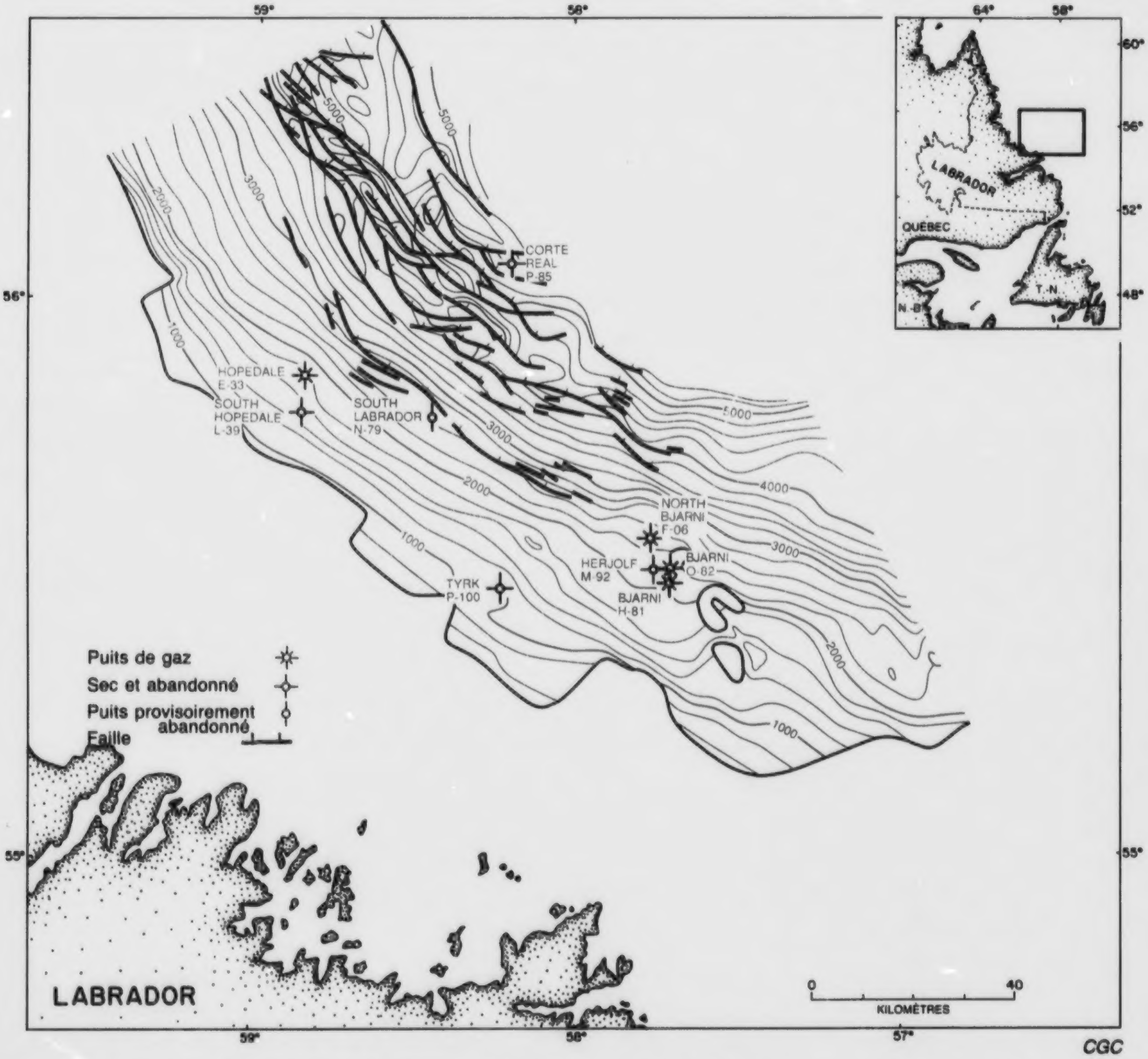


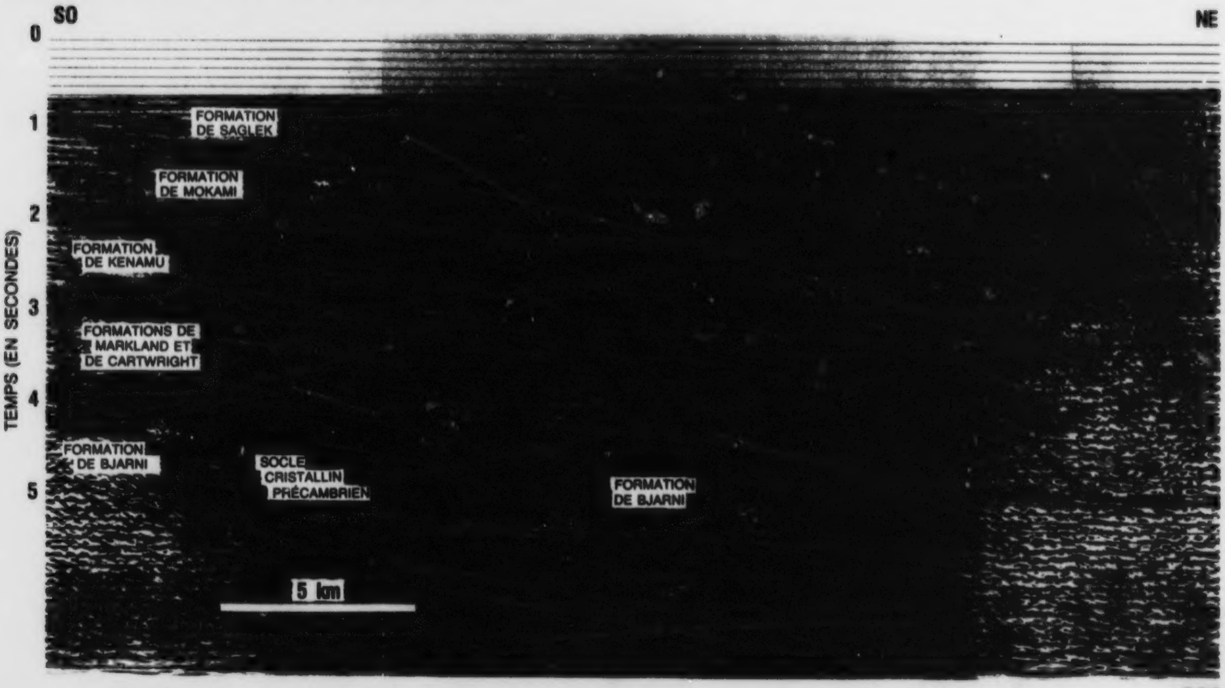
Figure 7-11. Carte structurale du sommet de la Formation de Cartwright dans la partie centre sud du bassin de Hopedale. Les isobathes sont exprimées en mètres au-dessous du niveau de la mer. Les traits gras représentent des failles normales inclinées vers le large.

centrale du bassin de Hopedale et des portions du bassin de Saglek, la formation est interrompue par de grandes failles listriques normales de pendage est (fig. 7-3, 7-11, 7-12). L'interprétation et la corrélation des marqueurs sismiques est très difficile à travers ces réseaux de failles. Les failles, qui pénètrent dans la partie inférieure de la Formation de Mokami, sont peut-être le produit d'un glissement gravitaire supracrustal de grande envergure de la succession sédimentaire sur une surface de décollement développée au-dessus du socle structural. Il se pourrait aussi que les failles soient des rajustements de la succession sédimentaire en réponse à une phase de distension survenue au Tertiaire moyen à l'intérieur de la croûte sous-jacente. Les auteurs préfèrent cette seconde interprétation.

La Formation de Cartwright atteint son épaisseur maximale dans la partie centrale du bassin de Saglek, au large du détroit d'Hudson. Les couches basales se situent à plus grande profondeur que la base des profils sismiques classiques (temps double de 6 s) dans les portions médiane et externe de la plate-forme, où celle-ci atteint probablement 2 500 m d'épaisseur. Au puits Rut H-11, la Formation de Cartwright atteint 913 m d'épaisseur (3 125-4 038 m). Au puits Gjoa G-37, elle dépasse 1 500 m d'épaisseur (2 337-3 877 m), mais contient quelques épaisses coulées basaltiques, phénomène fréquent sur la plate-forme sud-est de Baffin. Dans le bassin de Hopedale, la formation est beaucoup plus mince, en partie parce que le membre inférieur est inexistant ou de faible épaisseur dans les portions internes de la succession de plate-forme. La section la plus épaisse mesurée dans ce bassin se trouve dans le puits South Labrador N-79, où elle atteint 495 m (2 432-2 927 m) d'épaisseur. La Formation de Cartwright s'épaissit généralement en aval-pendage (en direction de l'océan) à partir du bord du membre intermédiaire de Gudrid. En certains endroits, la Formation de Cartwright peut être suivie jusqu'à l'accore actuel.

La Formation de Cartwright, au puits South Labrador N-79, est un shale gris clair à sombre, tendre à fissile, partiellement glauconitique et partiellement silteux avec des fragments de calcaire brun, dur, silteux et microcristallin. La portion inférieure de la Formation de Cartwright, au puits Karlsefni A-13, se compose d'un shale gris moyen à sombre, accompagné de siltstones calcaires, partiellement glauconitiques; il existe des traces de fragments carbonés sur les surfaces de séparation des siltstones. Les pics qui apparaissent sur les diagraphies acoustiques sont interprétés comme correspondant à des lentilles de siltstones calcaires et sidéritiques. La partie supérieure de la formation se compose de shales gris moyen à sombre, silteux, partiellement micromicacés, partiellement fissiles. Certaines couches sont légèrement calcaires; d'autres sont légèrement glauconitiques ou pyriteuses. Les foraminifères et fragments de coquilles de pélécypodes sont fréquents dans les couches silteuses du sommet de la formation.

La couleur, la texture et la fabrique générales des shales de la Formation de Cartwright sont semblables à



CGC

Figure 7-12. Coupe sismique (section migrée) de la partie centrale du bassin de Hopedale. Temps double (en secondes) le long de la marge gauche. À remarquer la géométrie listrique des failles normales du Tertiaire moyen, inclinées vers le large (vers l'est); le pendage antithétique des réflecteurs de la Formation de Kenamu vers les plans de failles; le remplissage sédimentaire du relief produit par les failles, par le membre inférieur de la Formation de Mokami; les clinoformes irréguliers, inclinés vers le large (vers l'est), dans la partie supérieure de la Formation de Saglek; le pendage régulier vers les terres (vers l'ouest) de la surface actuelle de la plate-forme.

celles des shales de la Formation de Markland; ceci explique pourquoi Umpleby (1979) a considéré la succession allant du Crétacé supérieur au Paléocène comme une seule unité. Néanmoins, la Formation de Cartwright (telle que définie ici) est une entité identifiable d'après les résultats des diagraphies des puits, et constitue une séquence sédimentaire limitée par une discordance du côté des terres.

Dans la partie médiane de la plate-forme, les réflecteurs sismiques situés dans la portion inférieure de la Formation de Cartwright sont concordants avec le réflecteur qui marque le contact entre les formations de Markland et de Cartwright. En direction du littoral, les réflecteurs du niveau basal de la Formation de Cartwright forment un biseau d'aggradation sur le sommet de la surface de la Formation de Markland. Le contact est un marqueur abrupt sur les diagraphies acoustiques et de résistivité. Dans certaines portions médianes et externes du bassin de Hopedale, les réflecteurs du membre inférieur de la Formation de Cartwright forment vers le littoral un biseau de progradation sur des roches plus anciennes, comprenant la Formation de Markland, des crêtes volcaniques et le socle précambrien. Dans les portions médianes et extérieures du bassin de Saglek, le contact entre les Formations de Markland et de Cartwright est si profond qu'il se trouve audessous de la base du profil sismique obtenu de façon classique avec des enregistrements de 6 secondes. Le long de la plate-forme sud-est de Baffin, les couches inférieures de la Formation de Cartwright sont intercalées dans des coulées basaltiques du Paléocène ou forment un biseau d'aggradation sur ces coulées (fig. 7-10). Il est possible de discerner localement une discordance qui sépare les membres inférieur et supérieur de la Formation de Cartwright. Il est aussi possible de suivre cette discordance en amont du pendage régional jusqu'au biseau sigmoïde considéré comme le membre intermédiaire de Gudrid. Vers le littoral à partir du biseau du membre intermédiaire de Gudrid, le membre inférieur de la Formation de Cartwright est absent, et les shales supérieurs de Cartwright (ou le membre supérieur de Gudrid qui est leur équivalent) reposent en discordance ou forment un biseau d'aggradation sur le membre inférieur de Gudrid ou sur les shales de la Formation de Markland. Un grès charbonneux, qui se situe au-dessous de 2 858 m dans le puits Hekja O-71, constitue un marqueur bien visible sur les enregistrements sismiques. Le grès et les shales sous-jacents forment un biseau d'aggradation peu accentué sur le marqueur du niveau intermédiaire de Gudrid et fusionnent finalement avec celui-ci, immédiatement au nord du détroit d'Hudson, démontrant ainsi que la base du membre supérieur est un contact diachrone.

À l'ouest, la surface supérieure de la Formation de Cartwright est parallèle aux couches de la formation susjacente de Kenamu. Les shales inférieurs de la Formation de Kenamu reposent sans transition sur la Formation de Cartwright (fig. 7-13). Ces shales de Kenamu se caractérisent par une vitesse sismique et une résistivité relativement faibles. Le sommet de la Formation de Cartwright est peu décelable sismiquement au-dessous de la plateforme sud-est de Baffin.

Les palynologues et micropaléontologues ont daté les couches basales de la Formation de Cartwright au Paléocène précoce dans le puits Gilbert F-53, situé dans le bassin de Saglek. La limite entre le Paléocène précoce et le Paléocène tardif a été fixée à 2 405 m de profondeur, environ 100 m au-dessous de la limite entre les niveaux inférieur et supérieur de la Formation de Cartwright. La limite entre le Paléocène et l'Éocène se situe à 2 025 m de profondeur; ceci place le sommet de la Formation de Cartwright à 2 069 m, niveau correspondant au Paléocène tardif. Le membre inférieur observé dans le puits Gilbert contient de nombreux pollens remaniés du Crétacé tardif. Dans le bassin de Hopedale, la Formation de Cartwright date du Paléocène tardif au puits South Labrador N-79. Ceci concorde avec l'âge attribué à l'intervalle de 2 215 à 2 289 m du puits North Bjarni F-06. Ces détails indiquent que la Formation de Cartwright est d'âge paléocène tardif sur la majeure partie de la plate-forme du Labrador. La discordance entre les membres inférieur et supérieur date sans doute du début du Paléocène tardif.

Les sédiments les plus anciens récupérés sur le site 112 du DSDP (Programme de forage en eau profonde) (fig. 1, en pochette) dans la mer du Labrador sont des argiles rouges indurées contenant de la calcite authigène. La coloration rouge est due à la présence d'hématite et d'oxydes de ferromanganèse. Les sédiments ont été cuits par des filons-couches basaltiques intrusifs. Des nannofossiles trouvés audessus de ces sédiments ont été datés au Paléocène tardif ? - Éocène précoce. Laughton (1972) a calculé que les sédiments du niveau basal étaient du Paléocène moyen à tardif, en utilisant le taux moyen de sédimentation dans les strates éocènes du trou de forage. Par conséquent, ces sédiments pourraient être contemporains de la Formation de Cartwright.

Les grès de Gudrid de plate-forme interne (qui localement contiennent du charbon) sont des biseaux sigmoïdes relativement minces, orientés vers l'océan, contenant des réflecteurs, qui rappellent les lits clinoformes des deltas, ce qui n'est pas du tout la signature habituelle des cônes de turbidites auxquels certains auteurs les assimilent. Localement, les corps d'apparence deltaïque fusionnent en aval-pendage avec des réflecteurs lenticulaires allongés, interprétés comme étant des cônes de turbidites sableuses. Cependant, dans la plupart des endroits, les corps sableux deltaïques de Gudrid fusionnent en aval-pendage avec des réflecteurs subparallèles stratifiés qui représentent les shales de la Formation de Cartwright. Il est possible d'estimer les paléoreliefs, du sommet des corps de type deltaïque jusqu'aux shales marins sous-jacents de Cartwright, après avoir compensé l'inclinaison imposée par la sédimentation ultérieure; le relief ne dépassait probablement pas quelques centaines de mètres, même si l'on tient compte des effets de la compaction différentielle. Les caractéristiques paléoécologiques des fossiles recueillis dans le puits Gilbert F-53 suggèrent l'influence d'un milieu néritique externe. Ceci concorde avec l'interprétation selon laquelle les pélites de la Formation de Cartwright se seraient accumulées sous forme de boues turbiditiques distales, en aval-pendage des talus de faible relief de petits deltas, orientés vers l'océan, du Paléocène et de l'Éocène précoce.

Gradstein et Srivastava (1980) ont conclu que les associations de foraminifères paléocènes des puits de la plateforme du Labrador indiquaient des incursions de vastes volumes d'eaux marines tempérées de l'Atlantique.

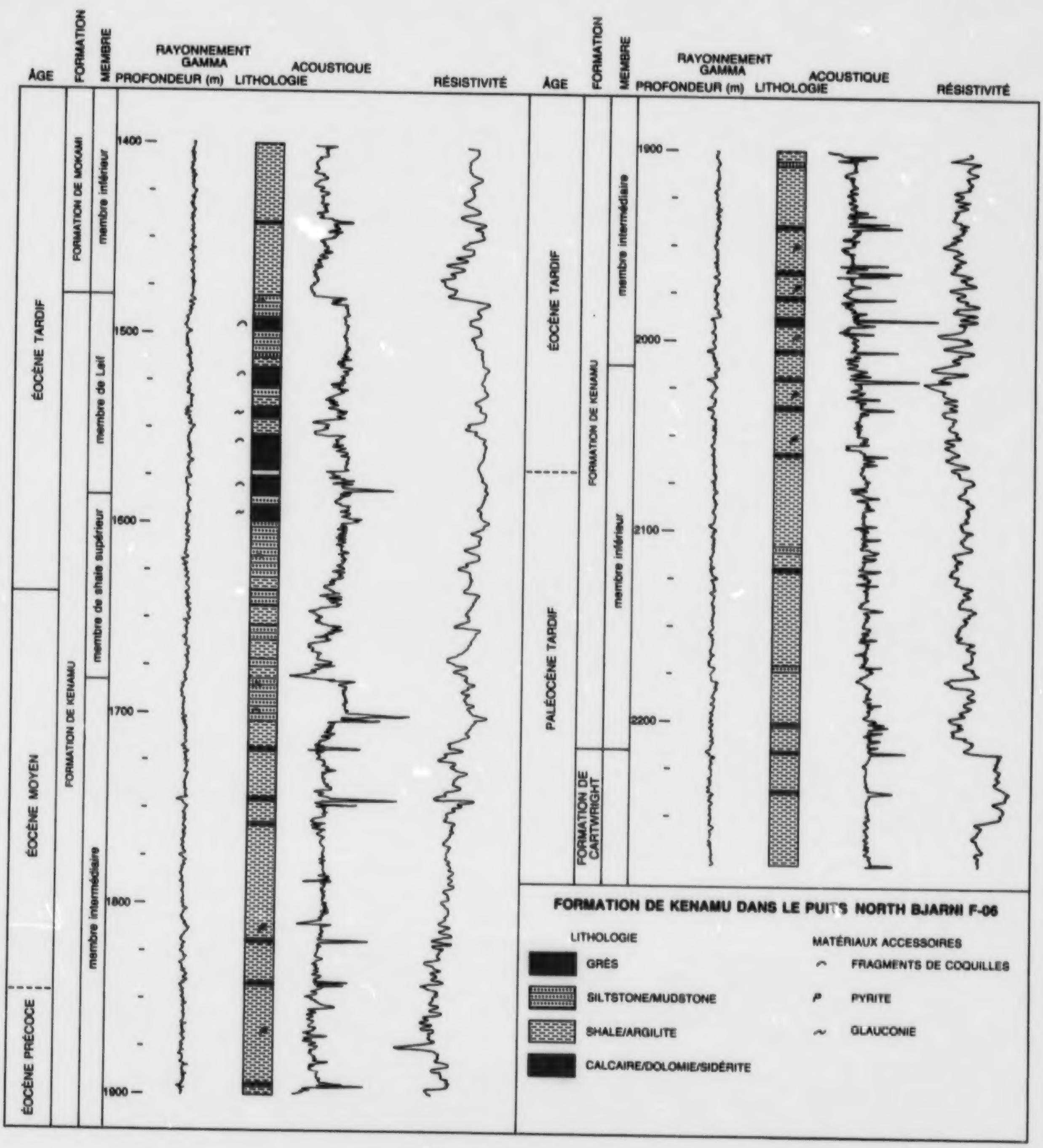


Figure 7-13. Signatures diagraphiques et lithologie de la Formation de Kenamu dans le puits North Bjarni F-06. Datations d'après Bujak et Lee (communication personnelle, 1983).

Membre intermédiaire de Gudrid

Il est possible de retracer sismiquement l'intervalle appelé ici « membre intermédiaire de Gudrid » en se basant sur le membre inférieur de la Formation de Cartwright qui lui est corrélé latéralement, depuis le bassin de Hopedale au nord jusqu'aux puits de la plate-forme sud-est de Baffin, dans lesquels les grès gazéifères ont été appelés de façon informelle « sable d'Hekja » (Klose et al., 1982, p. 234).

Le membre intermédiaire de Gudrid n'a pas été traversé dans le bassin de Hopedale, mais existe probablement

dans les portions médiane et centrale du bassin, d'après la géométrie sismique de la succession du Paléocène. Le biseau du membre intermédiaire de Gudrid s'amincit plutôt abruptement en amont-pendage; il ne s'étend pas du côté des terres aussi loin que la Formation de Markland ou le membre supérieur de Gudrid. Vers l'océan, le biseau fusionne avec une succession corrélable avec les shales inférieurs de la Formation de Cartwright. Les sables du membre intermédiaire de Gudrid (par exemple le « sable d'Hekja ») au puits Hekja O-71 atteignent 86 m d'épaisseur (3 200-3 286 m). À partir de là, les sables s'amincissent vers l'est jusqu'à environ 30 m (3 485-3 515 m) au puits Ralegh N-18. Dans le puits Gjoa G-37, les grès font partie de la succession sédimentaire et volcanique intercalée du Paléocène, et aucune valeur significative de l'épaisseur ne peut être déterminée.

Dans le puits Hekja O-71, les couches du membre intermédiaire de Gudrid se composent de grès quartzeux gris à brun clair, à cristaux subanguleux, de granulométrie fine à grossière, faiblement triés, légèrement pyriteux et glauconitiques, micacés, partiellement arkosiques et lithiques, contenant un ciment calcaire et kaolinitique. Les grès contiennent de minces intercalations de charbon noir et cassant, d'éclat vitreux. Les couches de charbon sont indiquées par de faibles vitesses sur les diagraphies acoustiques. Les divers types de feldspaths ont subi une dissolution et une altération importantes, de sorte que le sable est fortement microporeux et contient en abondance de la kaolinite. Le membre intermédiaire de Gudrid dans le puits Ralegh N-18 est un grès arkosique de granulométrie moyenne à grossière, qui peut contenir jusqu'à 30 % de feldspath et dont la matrice contient en abondance de la kaolinite. De la glauconite et des fragments de coquilles sont aussi présents.

Dans le bassin de Hopedale, les indices sismiques montrent que les grès du membre intermédiaire de Gudrid reposent sans transition et de façon paraconcordante sur les shales du membre inférieur de la Formation de Cartwright qui constituent la succession, globalement contemporaine, de bassin d'aval-pendage ou de plate-forme. Les shales du membre supérieur de la Formation de Cartwright les recouvrent en avancée vers le littoral et en discordance, au-dessus d'une lacune d'érosion. Dans certaines portions de la plate-forme sud-est de Baffin, comme au puits Ralegh N-18, les grès du membre intermédiaire de Gudrid forment un biseau d'aggradation sur des coulées basaltiques du Paléocène, et reposent sous le dépôt transgressif discordant des shales du membre supérieur de la Formation de Cartwright.

Klose et al. (1982) ont indiqué que les sables d'Hekja, observés dans le puits Hekja O-71, étaient du Paléocène. Ils ont placé le sommet du Paléocène précoce (Danien) à 3 530 m de profondeur, soit environ 15 m au-dessous de la base des couches incluses ici dans le membre intermédiaire de Gudrid.

La présence de grès charbonneux, faiblement triés, de granulométrie fine à grossière, dans le membre intermédiaire de Gudrid au puits Hekja O-71 et du côté des terres par rapport aux grès plus fins, glauconitiques, coquilliers et plus minces du puits Ralegh N-18, suggère que les grès du puits Hekja se composent d'un sédiment inférieur de plaine deltaïque, qui passe progressivement vers l'est à des grès d'avant-plage de milieu marin peu profond. Les réflecteurs que constituent les lits deltaïques sommitaux (plaine deltaïque) et les réflecteurs obliques que constituent les lits deltaïques frontaux (front de delta) sont décelables dans le bassin de Hopedale; les lits deltaïques frontaux fusionnent en aval-pendage avec une lentille de réflecteurs proéminents interprétée comme étant un cône marin de faible profondeur. Le caractère sismique oblique, indiquant une progradation, témoigne peut-être d'une sédimentation sableuse dans un milieu d'énergie élevée. Le cône peut contenir des dépôts sableux apportés par l'érosion locale du delta adjacent, durant un abaissement soudain du niveau marin au milieu du Paléocène tardif. Ceci est confirmé par les études de Gradstein et Williams (1976) qui ont suggéré l'existence d'une lacune stratigraphique dans le Paléocène « moyen » de la plate-forme du Labrador. Il est possible que le cône soit au moins partiellement constitué de grès, ce que semble confirmer l'existence d'un plissement moulant dans les shales sus-jacents, résultant d'une compaction différentielle.

L'immaturité texturale et minéralogique des sables du membre intermédiaire de Gudrid, dans la région d'Hekja, résulte du fait qu'ils proviennent d'affleurements proches de roches cristallines précambriennes, probablement situées dans les hautes terres anciennes de l'île de Baffin.

Membre supérieur de Gudrid

Le terme de « membre supérieur de Gudrid » désigne les dépôts de sable littoral et les cônes de plate-forme associés situés en aval-pendage qui, du côté des terres, sont l'équivalent du niveau supérieur de la Formation de Cartwright. Les grès du membre supérieur de Gudrid sont épais et bien développés dans la partie interne du sud du bassin de Hopedale, ainsi qu'à certains puits tels que Cartier D-70, Freydis B-87 et Gudrid H-55. D'après l'interprétation sismostratigraphique, cette masse sableuse en forme de croissant se situe au large de l'inlet Hamilton, qui a peut-être été au Paléocène un important débouché fluvial pour les roches clastiques sableuses. Au puits Gudrid H-55, le membre supérieur de Gudrid atteint 100 m d'épaisseur (2 180-2 280 m). Les couches supérieures de Gudrid sont aussi présentes au puits Tyrk P-100 (73 m) dans la portion centrale du bassin et au nord, aux puits Snorri J-90 (24 m) et Ogmund E-72 (56 m). Il existe quelques grès dans le membre supérieur de Gudrid dans les puits Hekja O-71 et Ralegh N-18, mais ils sont si minces qu'ils sont inclus dans la succession dominée par des shales du membre supérieur de la Formation de Cartwright. On trouve au même niveau, dans le puits Gjoa G-37, des siltstones légèrement sableux.

Barss et al. (1979) ont placé la limite Paléocène-Éocène, dans le puits Gudrid H-55, à l'intérieur du membre supérieur de Gudrid. La discordance séparant les membres intermédiaire et tardif de Gudrid date du Paléocène supérieur et peut-être du milieu du Paléocène tardif. Par conséquent, l'intervalle d'âge des grès du membre supérieur de Gudrid s'étend du milieu (?) du Paléocène tardif (?) à l'Éocène précoce. Ceci concorde avec la corrélation entre les grès et les shales du membre supérieur de la Formation de Cartwright, sur les enregistrements sismiques.

Dans le puits Gudrid H-55, les grès du membre supérieur de Gudrid se composent d'un sable quartzeux à cristaux fins à grossiers, subanguleux à subarrondis, translucides à blancs, contenant d'abondants grains de feldspath, quelques galets de quartz et un peu de glauconie. Les couches sont faiblement cimentées par de la

kaolinite et ont une excellente porosité. Dans le puits proche Cartier D-70, le membre supérieur de Gudrid se compose d'un grès quartzeux gris clair, de granulométrie fine, feldspathique, glauconitique, contenant un ciment calcitique. Les roches ont une porosité intergranulaire médiocre à bonne. Dans le puits Snorri J-90, dans le nord du bassin de Hopedale, le réservoir gazéifère du membre supérieur de Gudrid (2 491-2 515 m) se compose d'un grès fin, feldspathique, contenant des zones de ciment sidéritique (le ciment se manifeste par des pics bien visibles sur les diagraphies acoustiques), d'un peu de pyrite et de zones de kaolinite abondante. Dans la carotte prélevée entre 2 497 et 2 504 m, les grès sont aussi bioturbés en de nombreux endroits.

Le membre supérieur de Gudrid, traversé par les puits du bassin de Hopedale, est le faciès de granulométrie grossière, du côté du littoral, d'une séquence sédimentaire du Paléocène supérieur. Les sables reposent en discordance sur une lacune stratigraphique du Paléocène dans la partie interne de la plate-forme. En certains endroits, l'hiatus sépare les membres inférieur et supérieur de Gudrid, comme au puits Gudrid H-55. Dans d'autres puits, les grès supérieurs de Gudrid recouvrent les shales supérieurs, à séquence négative, de la Formation de Cartwright, et le contact représente une période de courte durée ou peu significative, comme au puits Freydis B-87. Dans certaines régions de la plate-forme interne, les couches supérieures de Gudrid forment un dépôt transgressif discordant sur des unités plus anciennes, et reposent en discordance sur le Membre de Freydis de la Formation de Markland, comme au puits Tyrk P-100, ou sur des unités plus anciennes. Le faciès sableux de la partie médiane de la plate-forme, localement développé, qui représente des cônes distaux du membre supérieur de Gudrid, repose peut-être sur le grès deltaïque du membre intermédiaire de Gudrid. Les shales marins basaux de la Formation de Kenamu forment un biseau d'aggradation, en direction des terres, sur la surface supérieure de l'intervalle de Gudrid.

Les grès supérieurs de Gudrid sont légèrement fossilifères. Dans le puits Roberval C-02, le sommet du Paléocène a été placé à 2 175 m de profondeur par quelques paléontologues employés par des sociétés pétrolières. Cette limite est située à environ 20 m au-dessus du sommet des grès de Gudrid. Dans d'autres puits, certains paléontologues ont attribué une partie du membre supérieur de Gudrid à l'Éocène inférieur. Dans le puits Gudrid H-55, la limite entre l'Éocène et le Paléocène a été fixée vers le milieu du membre supérieur par Williams et Barss (Barss et al., 1979). La discordance séparant les membres intermédiaire et supérieur de Gudrid date du Paléocène tardif (peut-être du milieu du Paléocène tardif). Par conséquent, l'intervalle d'âge des grès supérieurs de Gudrid s'étend du milieu (?) du Paléocène tardif à l'Éocène précoce. Sur les enregistrements sismiques, ceci concorde avec la corrélation établie entre les grès et le shale du membre supérieur de la Formation de Cartwright.

Les interprétations sismiques et diagraphiques suggèrent que le long de la portion interne du bassin de Hopedale, les grès supérieurs de Gudrid sont des couches de milieu marin peu profond d'avant-plage, qui localement jouxtent un système de petits deltas. Les deltas sableux et les dépôts interdeltaïques périphériques composés de shales (comme au puits Tyrk P-100) ont formé une légère pente orientée vers le large, à partir de laquelle les sables ont alimenté des cônes turbiditiques minces, allongés de façon subparallèle à la côte, sur la plate-forme adjacente. Une interprétation similaire permettrait d'expliquer l'existence des sables du même âge au puits Hekja O-71 dans le bassin de Saglek.

Aucun forage n'a été effectué dans les structures provisoirement interprétées ici comme des cônes turbiditiques. Leur situation, périphérique aux dépôts deltaïques en forme de biseau et dépôts d'avant-plage, leur géométrie, et le fait que les shales sus-jacents ont subi un plissement de compaction, indiquent que les cônes contiennent des quantités significatives de grès. Toutefois, ces grès peuvent être de granulométrie fine et contenir d'abondantes intercalations de shale. L'identification de chenaux situés en amont-pendage des cônes hypothétiques et entaillés dans les shales de la Formation de Cartwright et le socle précambrien semble confirmer que les structures sismiques sont des cônes sous-marins et contiennent probablement des grès. De plus, les données sismiques suggèrent que la partie inférieure des chenaux tributaires est peut-être obstruée par des grès, et leur partie supérieure par des shales.

Formations de Kenamu, Mokami et Saglek

Umpleby (1979) a placé toutes les roches tertiaires de la plate-forme du Labrador, d'âge éocène ou plus récent, dans la Formation de Saglek. Ceci comprend une épaisse séquence monotone de mudstones qui deviennent plus sableux et silteux vers le haut. Le stratotype choisi est l'intervalle de 1 027 à 1 131 m du puits Freydis B-87, dans le sud du bassin de Hopedale. Deux membres, soit le Membre du Mudstone brun et le Membre du Sable de Leif, ont été définis dans la Formation de Saglek. Selon le Code stratigraphique nord-américain (1983), le nom de Membre du Mudstone brun n'est pas valable.

Le stratotype choisi du Membre du Mudstone brun était l'intervalle de 1 131 à 1 321 m du puits Freydis B-87 dans le sud du bassin de Hopedale. Le stratotype choisi du Membre de Leif était l'intervalle de 2 191 à 2 394 m du puits Karlsefni A-13 dans le sud du bassin de Saglek. Umpleby a précisé que la Formation de Saglek est de l'Éocène-Miocène, et recouverte par un sable et une argile non consolidés du Plio-Pléistocène.

McWhae et al. (1980) ont révisé la formation de Saglek, de façon à n'inclure que le sommet de la portion préquaternaire de la séquence. Ils ont ensuite subdivisé les roches plus anciennes en la Formation de Kenamu (Éocène) et la Formation de Mokami (Éocène tardif-Miocène moyen). Malheureusement, McWhae et al. ont proposé d'abandonner le stratotype choisi de la Formation de Saglek et du Membre de Leif. Selon l'article 8e du Code stratigraphique nord-américain (1983), un stratotype ne peut être abandonné, mais ses limites inférieures ou supérieures peuvent être modifiées. En attendant la résolution de ce dilemme, les auteurs ont utilisé les unités lithostratigraphiques de McWhae et al. (1980), et ont reconnu l'existence de chacune des trois formations - la Formation de Kenamu, la Formation de Mokami et la Formation de Saglek - sur la plate-forme du Labrador.

Formation de Kenamu

McWhae et al. (1980) ont introduit le nom de « Formation de Kenamu » et l'ont appliqué à l'épaisse et vaste succession

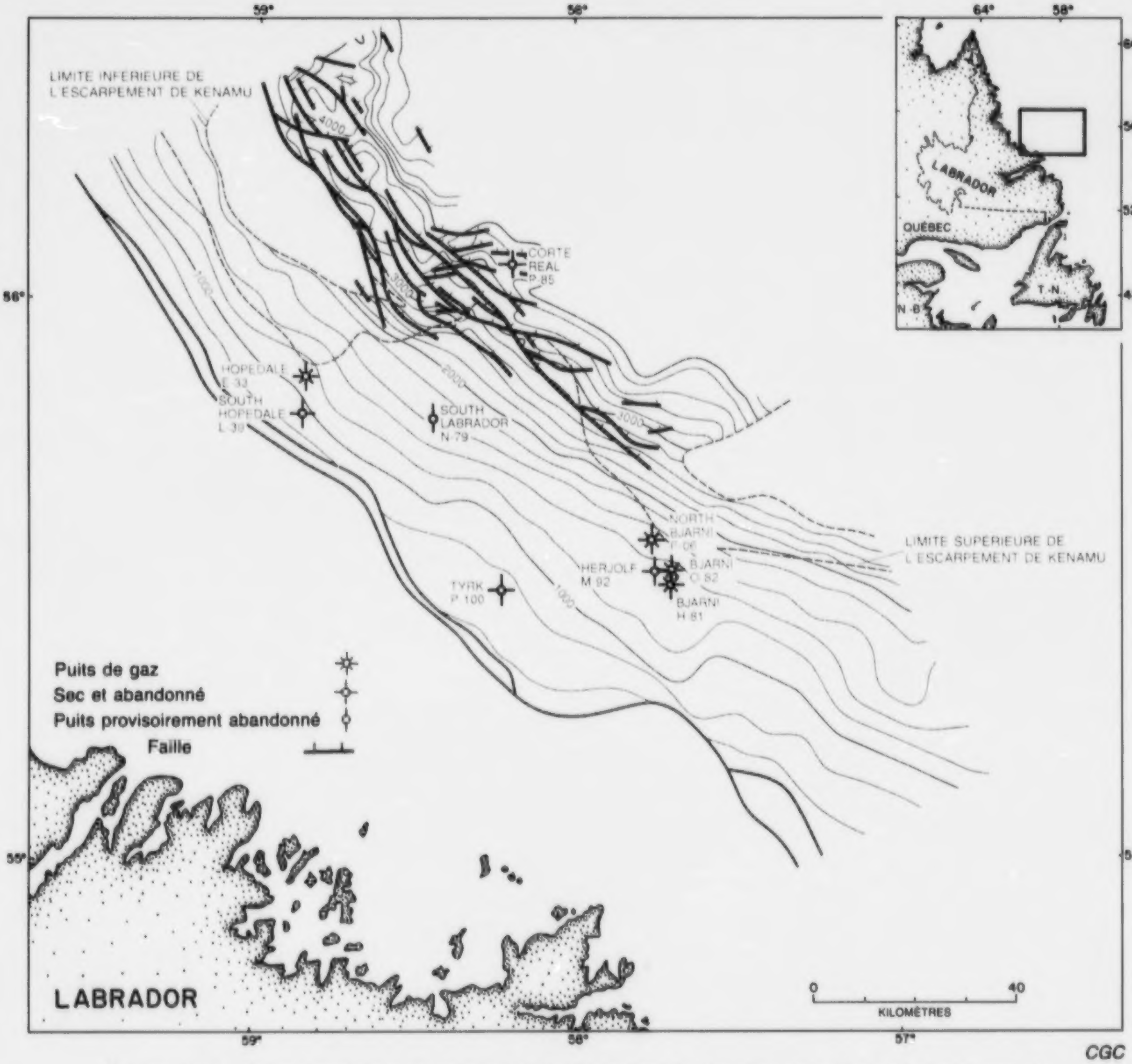


Figure 7-14. Carte structurale du sommet de la Formation de Kenamu dans la partie centre sud du bassin de Hopedale. Les isobathes sont exprimées en mètres au-dessous du niveau de la mer. Voir à la figure 7-15 la signature sismique de l'escarpement d'érosion de la Formation de Kenamu.

dominée par des shales éocènes de la plate-forme du Labrador. Le stratotype choisi était l'intervalle de 1 222 à 1 666 m du puits Leif M-48 dans la partie sud du bassin de Hopedale. La formation se compose de shale silteux marin, de shale, de siltstone et d'un grès fin, accompagnés de minces lits de calcaire dolomitique. McWhae et al. ont inclus le Membre du Mudstone brun et le Membre de Leif dans la Formation de Kenamu. Cependant, ils n'ont pas fait référence au Membre du Mudstone brun dans leur étude de la lithostratigraphie, excepté qu'ils ont reconnu l'existence de celui-ci dans le puits Leif M-48. Dans la partie 1 du présent chapitre, les auteurs ont adopté l'usage de McWhae et al. (1980), mais reconnaissent aussi les trois membres informels contenus dans la Formation de Kenamu, à travers la majeure partie de la plate-forme du Labrador et de la plate-forme sud-est de Baffin (fig. 7-14):

1. Le membre inférieur, composé de shales marins légèrement silteux à séquence positive.
2. Le membre intermédiaire, composé de shales marins à séquence négative qui passent vers le haut à un siltstone, ou localement, à un grès marin fin.
3. Le membre supérieur, composé de siltstones principalement marins, qui en certains endroits montrent une séquence négative, et passent à des grès d'avant-plage et littoraux; des observations provenant de certains

puits indiquent qu'il peut exister au moins deux discordances dans la séquence du sable supérieur. Les grès de Leif, qui peuvent être considérés comme informels, sont inclus dans ce membre. Il apparaît maintenant, d'après les diagraphies des puits, que les grès ont pu se former à plusieurs niveaux, jusqu'à trois, dans la succession du membre supérieur de la Formation de Kenamu : au-dessous de la « discordance sommitale de la Formation de Kenamu », ou au-dessous de l'une ou l'autre de deux disconformités présentes dans la succession de granulométrie grossière. Le terme « Leif » est utile pour désigner ces grès qui sont les réservoirs d'hydrocarbures les plus importants du Tertiaire moyen dans le prisme de sédiments continentaux de la plate-forme du Labrador.

La surface supérieure de la Formation de Kenamu est une discordance régionale (probablement en partie subaérienne). Cette surface est fracturée par des réseaux de failles listriques normales de pendage dirigé vers la mer (vers l'est) (fig. 7-12, 7-14).

Les trois membres sont décelables dans le puits North Bjarni F-06, dans la région centrale du bassin de Hopedale (fig. 7-13). Dans ce puits, la Formation de Kenamu atteint 735 m d'épaisseur. La séquence peut être subdivisée de la façon suivante :

1. Le membre inférieur a 201 m d'épaisseur et se compose d'un shale gris sombre à gris-brun sombre, partiellement fissile et légèrement micromicacé. Des fragments de calcaire microcristallin brun sombre coïncident avec les pics de vitesse élevée sur les diagraphies acoustiques, et sont probablement des nodules calcitiques.
2. Le membre intermédiaire de Kenamu a 331 m d'épaisseur et se compose d'un shale gris sombre à gris-brun sombre, légèrement micromicacé et silteux, accompagné de fragments de calcaire microcristallin. Les 25 m supérieurs sont de plus en plus silteux vers le haut.
3. Le membre supérieur de Kenamu a 203 m d'épaisseur et se compose de shales gris, silteux et calcaires dans sa partie inférieure, avec intercalations de shales, de siltstones et de grès fin - le Membre de Leif - de porosité intergranulaire assez bonne. Le grès est gris clair et légèrement calcaire en raison de la présence du ciment et de fragments de coquilles.

Le puits North Bjarni F-06 est un bon repère (fig. 7-13). Il contient les trois membres de shale de la Formation de Kenamu ainsi que les grès fins du Membre de Leif.

La Formation de Kenamu atteint son épaisseur maximale — environ 2 200 m d'après les intervalles sismiques — dans la zone de dépôt maximal du bassin de Saglek, à l'est du détroit d'Hudson. Elle s'amincit rapidement au sud puisqu'elle n'atteint que 131 m d'épaisseur au puits Skolp E-07, et forme un biseau d'aggradation sur le flanc nord de l'arche d'Okak. La formation s'amincit également vers l'ouest, jusqu'à la marge d'amont-pendage du prisme de sédiments continentaux du Tertiaire et vers l'est jusqu'à la région nord-centrale de la mer du Labrador. Cependant les membres intermédiaire et supérieur se prolongent au-dessous de la surface de la partie nord du talus continental actuel du Labrador et se continuent, localement segmentés par des blocs faillés et des monticules de basalte océanique, au-dessous de la mer du Labrador jusqu'à la plate-forme continentale du Groenland. Dans le puits Hekja O-71, la Formation de Kenamu atteint 850 m d'épaisseur (1 730-2 580 m); dans le puits proche Ralegh N-18, elle atteint 1 170 m d'épaisseur (1 865-3 035 m). Dans ces puits, le sommet du membre inférieur ne peut être décelé, mais le sommet du membre intermédiaire est facilement déterminé. Les sections les plus épaisses de la Formation de Kenamu, traversées dans le bassin de Hopedale, se trouvent dans les puits Indian Harbour M-52 (1 032 m) et South Labrador N-79 (985 m). La formation ne semble pas atteindre une épaisseur bien supérieure à 1 000 m où que ce soit dans le bassin de Hopedale.

Dans la partie médiane du bassin de Hopedale, le membre supérieur de la Formation de Kenamu est tronqué par une surface d'érosion localement abrupte, orientée vers le large, qui en certains endroits a probablement un relief d'environ 600 m (fig. 7-6). L'escarpement orienté vers la mer a une direction générale irrégulière, subparallèle à la baie actuelle de Hopedale. L'escarpement se situe près du bord ouest de la zone de failles syngénétiques de Hopedale. Il n'est pas possible de suivre cette surface d'érosion jusqu'à la zone de failles syngénétiques avec un degré de confiance quelconque. Cependant, des dizaines et peut-être quelques centaines de mètres de couches du membre supérieur ont sans doute été enlevées par l'épisode d'érosion. Ceci expliquerait le caractère abrupt et irrégulier des isopaques du membre supérieur de la Formation de Kenamu (fig. 7-6).

Les grès de Leif atteignent leur plus grande épaisseur dans le bassin de Hopedale, dans les puits situés à l'est de l'inlet Hamilton, qui sont aussi habituellement les puits contenant une séquence de grès épais des membres inférieur et supérieur de Gudrid. Seuls deux puits, Corte Real P-85 et Indian Harbour M-52, ont traversé le niveau stratigraphique des grès de Leif dans la partie externe de la plate-forme. Aucun de ces deux puits n'a traversé d'épaisseurs significatives de grès éocènes. Dans le puits Pothurst P-19, des grès glauconitiques quartzeux, de granulométrie moyenne à grossière et bien triés ont été rencontrés à 3 980 m. Ces grès se situent au niveau d'un marqueur sismique corrélé avec le sommet de la Formation de Kenamu dans le puits Karlsefni A-13, et représentent donc peut-être les grès « du membre supérieur de Leif ».

Des lits carbonés et pyriteux sont fréquents dans de nombreux puits du membre supérieur de la Formation de Kenamu. Il existe de minces couches de charbon dans la partie supérieure du membre intermédiaire dans les puits Hekja O-71 et Raleigh N-18, et du charbon a été signalé dans des échantillons prélevés au niveau du membre intermédiaire de la Formation de Kenamu dans le puits Corte Real P-85.

Les couches de la base du membre inférieur de la Formation de Kenamu forment un biseau d'aggradation sur la Formation de Cartwright à proximité des charnières des bassins de Hopedale et de Saglek (fig. 7-6, 7-10). Du côté du continent par rapport aux charnières, les strates de Kenamu forment localement un dépôt transgressif discordant sur la Formation de Cartwright et des roches plus anciennes. Le contact est abrupt dans les puits où la Formation de Kenamu recouvre le membre supérieur de Gudrid. Là où la Formation de Kenamu repose en disconformité sur les shales de la Formation de Cartwright, le contact est marqué dans les puits par une diminution soudaine de la vitesse acoustique et de la résistivité au niveau des shales de la base de la Formation de Kenamu. Vers la mer, la formation s'amincit en formant un biseau de progradation à partir du prisme de l'axe du bassin. Elle forme un

dépôt transgressif discordant sur la Formation de Cartwright près de la position du talus continental actuel, dans la zone de transition entre la croûte continentale et la croûte océanique, telle que déterminée d'après l'anomalie gravimétrique marginale et le caractère magnétique. Vers l'axe de la mer du Labrador, la Formation de Kenamu recouvre en discordance la croûte océanique, estimée d'âge éocène et plus ancien.

La surface supérieure de la Formation de Kenamu est l'un des contacts les plus décelables de la succession de la plate-forme du Labrador, étant bien visible sur les enregistrements sismiques et sur les diagraphies de sondages. La surface constitue un plan régional de référence pour les corrélations à l'intérieur des bassins et entre ceux-ci depuis le nord du bassin de Saglek (Gjoa G-37) jusqu'au sud du bassin de Hopedale (Freydis B-87) - ce qui représente une distance d'environ 1 200 km. La principale raison pour laquelle cette surface supérieure est si visible est qu'elle représente le sommet d'une séquence négative, qui existe à l'échelle de la plate-forme et qui est tronquée dans les portions interne et médiane de cette plate-forme par une discordance. Les siltstones et grès du membre supérieur de la Formation de Kenamu (le membre de Leif au sens large), au-dessous de la discordance, sont recouverts sans transition par les shales marins basaux du membre inférieur de la Formation de Mokami. Le contact est clairement démontré et présente un caractère cohérent sur les diagraphies de sondages, en particulier sur les diagraphies acoustiques : dans les shales du membre inférieur de la Formation de Mokami, les temps de parcours acoustiques sont nettement plus courts que dans les couches sous-jacentes du membre supérieur de la Formation de Kenamu (fig. 7-13).

Sur la plate-forme sud-est de Baffin, au sud-est de la baie Cumberland, les couches basales de la Formation de Mokami forment un biseau de progradation vers le large et vers le sud-est au-dessus du membre supérieur de la Formation de Kenamu. Localement, sur certains culots volcaniques massifs de la portion externe de la plate-forme, la surface de Kenamu se situe au niveau ou à proximité du fond marin actuel (fig. 7-15). La Formation de Mokami forme aussi un biseau de progradation vers l'océan au-dessus de la surface de Kenamu, dans la région située au sud de la baie Frobisher. Dans la portion centrale du bassin de Saglek, la Formation de Mokami forme un biseau d'aggradation sur la Formation de Kenamu vers les terres. La Formation de Kenamu est recouverte par les lits basaux de la Formation de Mokami qui forment un biseau d'aggradation sur les flancs nord et sud de l'arche d'Okak.

Près du bord ouest du bassin de Hopedale, les réflecteurs qui marquent le sommet de la Formation de Kenamu et le membre inférieur de la Formation de Mokami sont subparallèles. Les lits basaux de Mokami ont sans doute autrefois formé un dépôt transgressif discordant sur la Formation de Kenamu du côté des terres par rapport à la limite actuelle d'érosion du prisme de sédiments continentaux, mais les strates ont été ensuite enlevées par l'érosion. Dans la partie sud du bassin de Hopedale, les réflecteurs du membre inférieur de la Formation de Mokami divergent en direction de l'océan par rapport à la charnière de la plate-forme interne. Dans les portions médiane et interne de la plate-forme, ne sont discernables ni le biseau d'aggradation ni le biseau de progradation de la surface supérieur de Kenamu; il peut y avoir un certain degré d'aggradation dans des parties de la plate-forme externe.

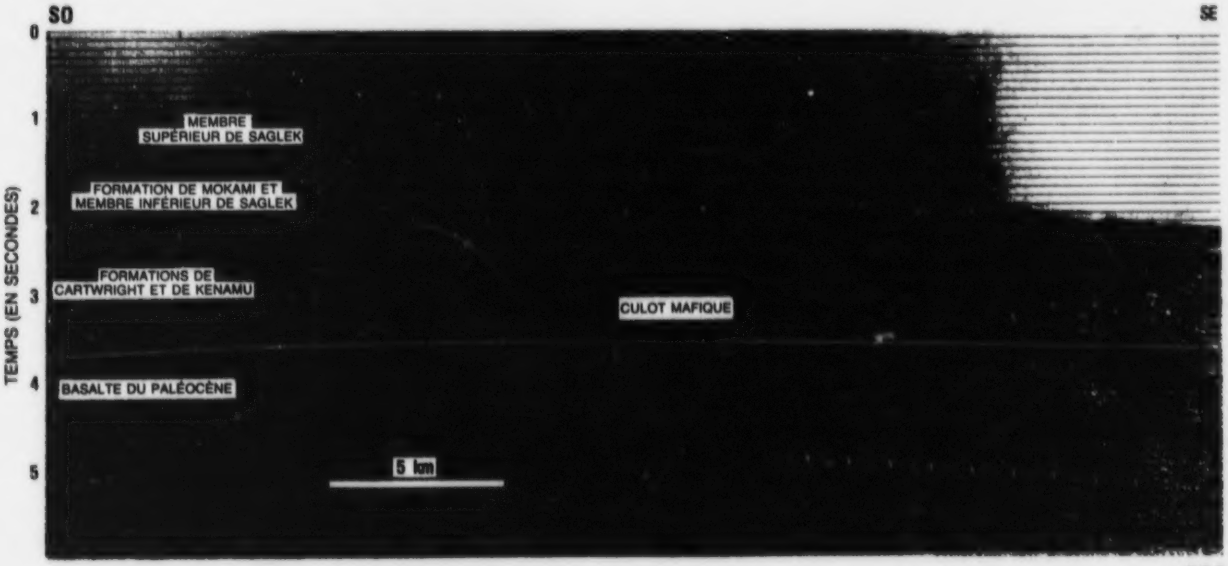


Figure 7-15. Coupe sismique (section migrée) de la plate-forme sud-est de Baffin, près du puits Gjoa G-37. Temps double (en secondes) le long de la marge gauche. À remarquer le caractère « torsadé » et mamelonné des réflecteurs que constituent les basaltes du Paléocène; le caractère diffus et vague des réflecteurs dans le culot mafique; la troncature des réflecteurs des formations de Kenamu et de Cartwright au niveau de la discordance de l'Éocène tardif; le remplissage de la surface structurale de l'Éocène tardif-Oligocène précoce par le membre inférieur de la Formation de Mokami; la distribution discontinue du membre supérieur de la Formation de Saglek, de faible épaisseur.

Les palynomorphes et foraminifères des shales inférieurs de la Formation de Kenamu indiquent un âge correspondant à l'Éocène précoce. Le membre intermédiaire a toujours été placé dans l'Éocène moyen; l'âge du membre supérieur est controversé.

Gradstein et Williams (1981) ont placé le sommet de la Formation de Kenamu à proximité de la limite entre l'Éocène et l'Oligocène. Dans les rapports de l'état d'avancement du forage des puits publiés par les exploitants, la limite entre l'Éocène et l'Oligocène est placée dans la partie inférieure de la Formation de Mokami. Pour l'instant, avant la réalisation d'études plus poussées, la Formation de Kenamu est limitée à l'Éocène, et la lacune régionale d'érosion entre la Formation de Kenamu et la Formation de Mokami est située à l'Éocène tardif (fig. 7-2).

Hinz et al. (1979) ont publié des interprétations de profils de sismique-réflexion multicanal traversant la mer du Labrador. Leur horizon marqueur E, situé sur la plate-forme, correspond approximativement au sommet de l'Éocène et coïncide avec le sommet, tel que défini par les auteurs, de la Formation de Kenamu (A.C. Grant, communication personnelle, 1983).

Les foraminifères et palynomorphes de la Formation de Kenamu indiquent que les shales des membres inférieur et intermédiaire se sont déposés dans des profondeurs d'eau correspondant à la zone néritique externe ou à la zone bathyale. Les études paléoécologiques de la partie supérieure de la Formation de Kenamu n'ont pas donné de résultats aussi nets. Les foraminifères indiquent un milieu marin profond, mais les associations de palynomorphes suggèrent des milieux marins peu profonds et côtiers. Les auteurs retiennent la seconde interprétation pour les raisons indiquées dans le paragraphe suivant.

Les caractéristiques les plus frappantes de la Formation de Kenamu dans les parties centrale et sud du bassin de Saglek et dans l'ensemble du bassin de Hopedale sont le développement d'une séquence positive à l'intérieur du membre inférieur, et d'une séquence négative à l'intérieur des membres moyen et supérieur (fig. 7-13). Ces tendances générales sont apparues dans les diagraphies acoustiques. Les mêmes caractéristiques n'ont pas été observées dans la Formation de Kenamu, dans la partie nord du bassin de Saglek, sans doute parce que la succession correspond dans ces lieux à des dépôts proximaux, plus grossiers et moins bien granoclassés. Le style textural général de la formation indiquerait une subsidence graduelle et un accroissement de profondeur de la plate-forme, du début de la sédimentation jusqu'au sommet du niveau inférieur de la Formation de Kenamu, alors que la plate-forme était généralement plus profonde qu'à tout autre moment de son existence. Ensuite, a eu lieu une diminution progressive de profondeur, par accumulation de sédiments durant la progradation des membres intermédiaire et supérieur sur les plates-formes submergées, au large du Labrador et du sud-est de l'île de Baffin. La diminution continuelle de profondeur a permis la formation de grandes étendues côtières durant l'Éocène tardif, comme l'indiquent les sables de Leif. C'est ce que montrent en général la diminution de profondeur indiquée par certains fossiles et la séquence négative observée dans de nombreux puits à l'échelle régionale. D'autres observations confirment cette interprétation relative à la Formation de Kenamu :

1. Il existe des couches de houille dans le membre supérieur de la Formation de Kenamu dans les puits Herjolf M-92 et Hekja O-71, et d'abondants débris carbonés dans les couches supérieures de la Formation de Kenamu à l'intérieur de nombreux puits. Les couches inférieures de la Formation de Kenamu, dans le puits Raleigh N-18, indiquent un milieu paralique; les 250 m supérieurs de la formation, à l'intérieur du même puits, sont dépourvus de foraminifères, ce qui suggère un milieu non marin.
2. Une discordance régionale prononcée existe au sommet de la Formation de Kenamu; des portions de cette surface, au-dessous de la surface de la plate-forme externe actuelle, représentent peut-être une discordance sous-marine. La netteté de la surface, son relief et la présence fréquente de lits non marins sus-jacents suggèrent toutefois que la discordance située dans la subsurface de la partie interne de la plate-forme actuelle était au moins subaérienne; elle correspond peut-être à une brève phase d'émersion de la plate-forme sur la plaine côtière - l'apogée de la tendance à une diminution de la profondeur durant l'Éocène tardif.
3. Le sommet de la surface de la Formation de Kenamu est régionalement incliné vers le large à partir d'une charnière de l'Éocène, faisant partie de la plate-forme interne (fig. 7-10); en presque totalité, l'inclinaison résulte de la subsidence post-éocène de la plate-forme externe. La plate-forme avait probablement une très faible pente vers la mer, à l'Éocène.
4. Les réflecteurs sismiques du membre supérieur de la Formation de Kenamu sont uniformes et subparallèles. Rien n'indique que la pente de la plate-forme de l'Éocène tardif ait été interrompue par un talus bathymétrique orienté vers la mer, le long duquel auraient pu se développer des courants de turbidité.

La plupart des informations indiquent, par conséquent, que les couches supérieures de la Formation de Kenamu sont constituées de sédiments déposés sur une plate-forme continentale peu profonde ou qu'ils sont de caractère côtier. La distribution des sables et l'inclinaison des réflecteurs sismiques internes indiquent que les réseaux hydrographiques ont apporté des éléments clastiques à la plate-forme, principalement à partir de débouchés proches de la baie Cumberland, du détroit d'Hudson et de l'inlet Hamilton. Dans le puits Snorri J-90, dans le nord du bassin de Hopedale, les sables proviennent peut-être de l'érosion des promontoires du socle précambrien durant l'émersion de l'arche d'Okak à l'Éocène tardif. Si à l'Éocène tardif, le gradient de la pente vers le large a été aussi graduel qu'il semble l'être, les marées et les vagues de tempête ont probablement contribué au dépôt de faciès sédimentaires de granulométrie grossière, principalement sableux. Dans le cas des dépôts littoraux plus anciens, comme les sables des trois membres de Gudrid et du Membre de Freydis, l'écoulement vers le sud du proto-courant du Labrador a peut-être favorisé le transport des sables sur le littoral sud des bassins de Saglek et de Hopedale. Pour cette raison, ces régions pourraient constituer des réservoirs gréseux. Il en est peut-être de même pour les sables de Kenamu, qui pourraient constituer les meilleurs réservoirs gréseux de l'Éocène.

Il existe des palynomorphes et foraminifères remaniés du Mésozoïque et Tertiaire précoce, dans la partie supérieure de la Formation de Kenamu. Des fossiles du Kimméridgien au Barrémien ont été signalés, ainsi que des dinoflagellés remaniés du Crétacé tardif près du sommet

de la formation dans le puits North Bjarni F-06. Il est improbable que des roches de cette époque aient subsisté à l'érosion de la région côtière du Labrador, survenue au Tertiaire précoce. Par conséquent, les fossiles mésozoïques sont des indicateurs importants de l'érosion, au Tertiaire moyen, des strates mésozoïques à l'intérieur du craton. Ceci confirme l'hypothèse selon laquelle un réseau hydrographique aurait traversé la baie d'Hudson (McMillan, 1973; Hiscott, 1984). Il se pourrait aussi que certains fossiles mésozoïques soient d'origine locale, puisqu'un lambeau d'érosion datant de cette époque a été observé dans la baie Ford (King et McMillan, 1975).

Gradstein et Srivastava (1980) ont indiqué que des conditions climatiques tempérées chaudes à tempérées ont probablement régné le long des plates-formes du Labrador et du sud-est de l'île de Baffin à l'Éocène. Un optimum climatique a été atteint à l'Éocène précoce ou moyen, à peu près à l'époque où s'est déposée la portion inférieure du membre intermédiaire de la Formation de Kenamu. De cette époque jusqu'à l'Éocène tardif, le climat s'est progressivement refroidi, tendance aussi observée sur la plaine côtière de l'Atlantique des États-Unis (Powell et Baum, 1982).

Roches volcaniques du Crétacé tardif-Éocène

Le long de la majeure partie du bassin de Saglek, de l'arche de Cartwright, de l'arche d'Okak et du bassin de Cumberland, la portion inférieure (au large) des roches et structures contemporaines du rifting est recouverte par une surface bosselée, inclinée en direction des terres, de topographie irrégulière, contenant des réflecteurs internes d'aspect torsadé, discontinus et plus ou moins forts. Les réflecteurs internes présentent généralement des structures fortement inclinées, orientées vers les terres et rappelant des lits deltaïques clinoformes élevés. Les roches qui composent ces structures arrondies ont été traversées dans les puits Rut H-11, Hekja O-71 et Raleigh N-18, où elles se composent de successions intercalées de coulées de basalte à olivine microcristallin, de couches de tuf vitreux et de roches sédimentaires pélitiques du Crétacé supérieur et du Paléocène. Les indices pétrographiques montrent que tous les basaltes se sont épanchés sous l'eau. Environ 1 000 m de ces roches ont été traversées par le puits Hekja O-71; une succession similaire, d'environ 1 300 m d'épaisseur, a été traversée par le puits Gjoa G-37 (Klose et al., 1982).

Les couches de tuf vitreux dans le puits Rut H-11 ont été traversées par un dyke de diabase ophitique, dont l'âge mesuré sur la roche totale par la méthode K/Ar a été évalué à 59 Ma (Klose et al., 1982). Les roches volcaniques se situent au-dessous des shales marins du Danien situés au sommet de la Formation de Markland. Un âge radiométrique de 56 ± 3 Ma (Paléocène tardif-Éocène précoce, Klose et al., 1982) a été déterminé pour le sommet de la succession volcanique du puits Gjoa G-37; les basaltes du puits Hekja O-71 ont été datés à 105 et 119 Ma (Klose et al., 1982). Bien que ces basaltes et d'autres échantillonnés dans les puits du nord du bassin du Labrador soient très fortement altérés (ce qui rend incertaines les mesures d'âge sur la roche totale), leur âge se situe dans les limites imposées par les datations biostratigraphiques faites sur les roches sédimentaires interstratifiées.

Les basaltes qui affleurent au cap Dyer, et représentent les prolongements de ce domaine volcanique vers les terres, sont principalement ou entièrement d'âge paléocène et ont été datés par les méthodes radiométriques à 58 ± 2 Ma (Clarke et Upton, 1971). Il semble que ces basaltes aient été alimentés par un essaim de dykes de diabase. Les coulées bréchiformes présentent des fronts de coulée orientés vers le sud-ouest (vers les terres), de dimensions considérables, fortement inclinés, qui ressemblent à d'immenses couches obliques. Les structures sismiques de type clinoforme, observées à la base du monoclinal cratonique du Labrador, sont probablement des fronts de coulées basaltiques de même type.

G. Rodrigue (communication personnelle, 1984) a réalisé une étude pétrologique préliminaire des roches volcaniques et volcanoclastiques de la marge du Labrador. Les roches volcaniques du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Éocène provenant des puits du bassin de Saglek et du puits Gjoa G-37 montrent un caractère tholéiitique, alors que les roches volcaniques du bassin de Hopedale, contemporaines du rifting et placées dans la Formation d'Alexis, ont un caractère alcalin. Ce contraste pétrologique a sans doute pour origine les milieux tectoniques contrastés qui ont existé durant la période de volcanisme. L'émission prédominante de produits volatils riches en CO_2, à pression élevée, durant le stade de distension cratonique a produit les basaltes alcalins du bassin de Hopedale. Les produits volatils riches en H_2O, émis à faible pression, ont produit les tholéiites associées à l'expansion des fonds océaniques lors de la phase de dérive continentale et constituent le fond du bassin de Saglek.

Partout où ils peuvent être décelés par des méthodes sismiques, les basaltes tholéiitiques forment des biseaux d'aggradation sur le socle cratonique fracturé et le recouvrent, dissimulant ainsi la nature et la limite vers le large de la frontière entre la croûte continentale et la croûte océanique.

Culots volcaniques

MacLean et al. (1982) ont décrit quelques grandes structures de type « dorsale » révélées par des profils sismiques peu profonds obtenus du bassin de Cumberland. Les dorsales donnent un style tectonique distinctif au bassin de Cumberland, qui n'a pas son équivalent dans les bassins de Saglek ou de Hopedale, mais qui est reproduit dans une certaine mesure dans la partie septentrionale profonde du bassin du Labrador. Deux des dorsales sont de longs blocs de basalte limités par des failles, qui forment la marge externe du domaine de failles de coulissage dans le bassin de Cumberland. Il semble que les deux autres dorsales aient traversé les parties éocènes et plus anciennes de la succession, sous forme de vastes masses intrusives. Comme l'ont illustré MacLean et al. (1982), ces masses n'ont pas de continuité interne. Elles présentent des sommets plats, abruptement tronqués, et les strates sédimentaires des flancs sont rebroussées et tronquées à la manière des couches des flancs de grands diapirs salifères. Les échantillons recueillis sur l'une de ces dorsales sont composés de roches volcaniques mafiques, d'un grès de l'Albien-Cénomanien et d'un siltstone du Paléocène supérieur et de l'Éocène inférieur.

Une autre dorsale, à peu près de même dimension et style que celle du bassin de Cumberland, s'observe de façon spectaculaire sur des profils sismiques situés à plusieurs kilomètres à l'est du puits Gjoa G-37 (fig. 7-15). Le style de la structure de Gjoa confirme l'interprétation formulée par MacLean et al. (1982), selon laquelle certaines de ces dorsales sont d'immenses culots volcaniques intrusifs. Le puits Gjoa offre un bon contrôle stratigraphique, permettant de corréler les réflecteurs sismiques sur les flancs de la dorsale. Le culot de Gjoa a un sommet généralement plat, et des flancs modérément à fortement inclinés. L'intérieur de la structure ne comporte pas de réflecteurs systématiques. Les limites avec les roches sédimentaires de bordure sont constituées d'un simple réflecteur puissant ou de plusieurs réflecteurs puissants stratifiés et légèrement onduleux. Les couches sédimentaires corrélables avec les formations de Cartwright et de Kenamu au puits Gjoa G-37 sont inclinées subparallèlement aux flancs rebroussés de la structure. Ces strates sont tronquées à proximité de la crête de la structure par la discordance du sommet de la Formation de Kenamu de l'Éocène tardif, légèrement basculée par rapport à l'intrusion. Cette discordance constitue le fond marin actuel sur une portion du culot. Les couches basales de la Formation de Mokami forment un biseau d'aggradation sur la discordance inclinée de l'Éocène tardif, forment un dépôt transgressif discordant sur les couches inclinées des formations de Cartwright et de Kenamu, et reposent directement sur certaines parties de la bordure du culot. Les réflecteurs que constituent les parois du culot peuvent être suivis par des méthodes sismiques à travers une dépression structurale jusqu'à un basalte paléocène interstratifié, au puits Gjoa G-37. Les parois du culot sont donc partiellement ou entièrement composées d'un basalte du Paléocène, rebroussé de façon concordante par rapport aux formations sus-jacentes de Cartwright et de Kenamu.

La troncature des strates de la Formation de Kenamu et le biseau d'aggradation des shales basaux de Mokami sur les flancs des culots indiquent qu'à l'Éocène tardif ou à l'Oligocène précoce a eu lieu la mise en place, sous forme visqueuse, des culots. MacLean et al. (1982) ont suggéré que les culots se sont formés par des épanchements issus du manteau le long d'une zone transformante (zone transformante d'Ungava), dont l'existence était liée à la séparation des plaques du Groenland et de l'Est du Canada. L'orientation de ces structures et leur âge confirment cette hypothèse.

Mégaséquence postérieure à la dérive

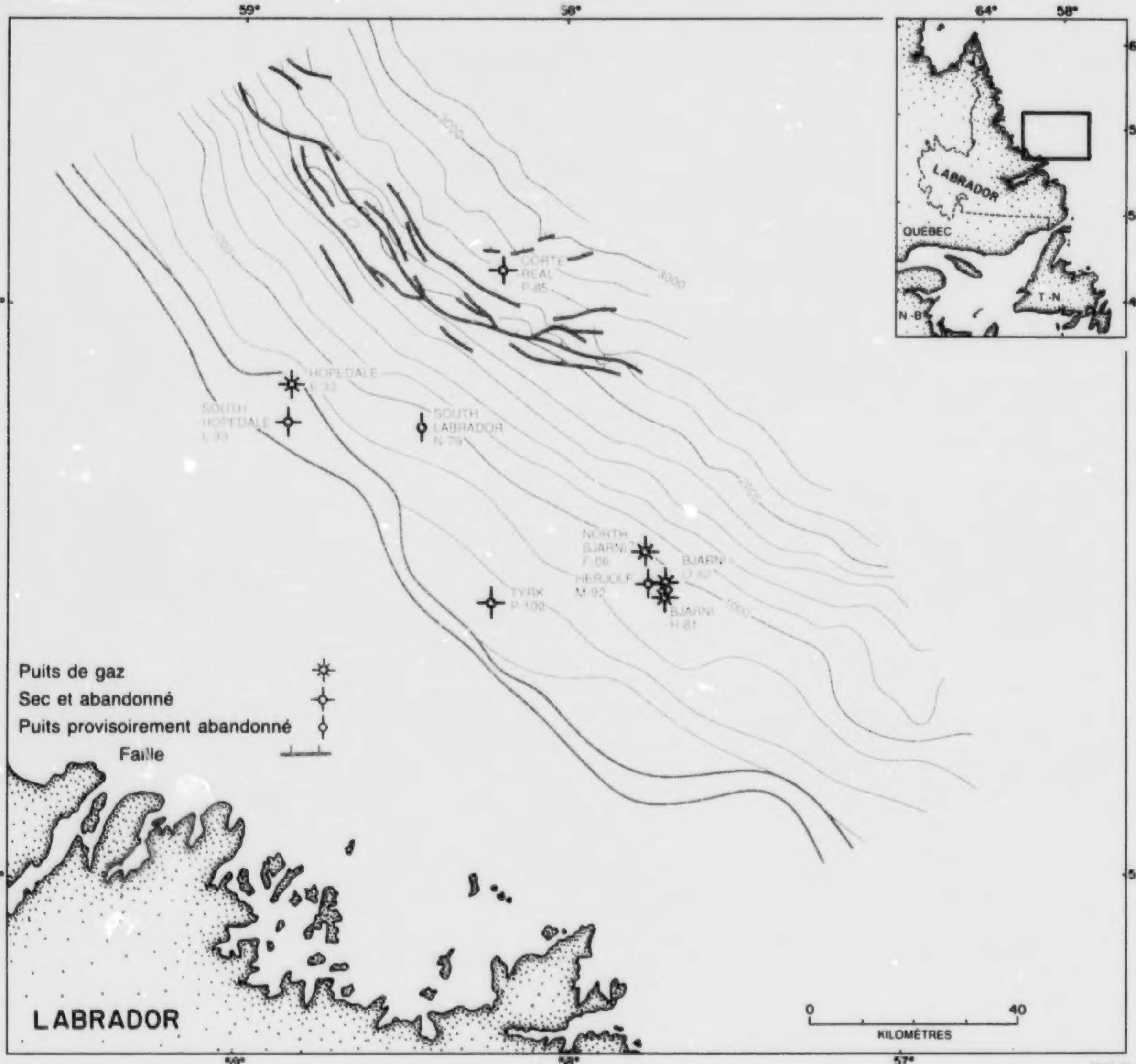
McWhae et al. (1980) ont subdivisé l'Oligocène et les strates plus récentes de la marge du Labrador, postérieures à la dérive continentale, en une unité inférieure dominée par des shales, la Formation de Mokami, et une unité supérieure dominée par des grès, la Formation de Saglek. Quatre séquences négatives, séparées par des discordances régionales repérables sismiquement, ont été identifiées dans ces formations. La limite approximative définie par McWhae et al. entre les Formations de Mokami et de Saglek est un horizon diachrone dans une séquence principalement miocène (fig. 7-2).

Formation de Mokami

McWhae et al. (1980) ont désigné l'intervalle de mudstones de l'Éocène-Miocène, entre 907 et 1 715 m dans le puits Snorri J-90 du bassin de Hopedale, comme stratotype de la Formation de Mokami. Cette formation a été dénommée d'après la colline de Mokami, située sur la côte du Labrador.

La Formation de Mokami ne représente pas une sédimentation continue. Pendant de nombreuses années, les géophysiciens chargés de l'interprétation sismique ont corrélé et relevé un marqueur bien visible à l'intérieur de la Formation de Mokami, dans le bassin de Hopedale. Ce marqueur, identifiable sur les diagraphies de plusieurs puits, sépare deux séquences régionales montrant des aires de distribution différentes et reflétant des cadres tectoniques distincts (fig. 7-16). L'unité inférieure, c'est-à-dire le membre inférieur de la Formation de Mokami, est une séquence stratigraphique dominée par des shales et limitée par une discordance. Localement, une discordance est bien visible à l'intérieur du membre inférieur, dans le bassin de Hopedale. L'unité supérieure, le membre supérieur de la Formation de Mokami, est le faciès distal de shale d'une séquence stratigraphique régionale qui comprend les sables proximaux de granulométrie grossière attribués à la partie inférieure de la Formation de Saglek (voir à la figure 7-2 la relation existante). Une révision formelle de la nomenclature stratigraphique est nécessaire afin de pouvoir exprimer ces relations stratigraphiques. Ces unités sont appelées ici, de façon informelle, « membre inférieur et membre supérieur de la Formation de Mokami ».

Le membre inférieur de la Formation de Mokami est un biseau dominé par des mudstones, qui atteint sa plus grande épaisseur dans les portions centrales des bassins de Saglek et de Hopedale. Il s'étend sur l'ensemble des plates-formes du Labrador et du sud de l'île de Baffin et recouvre en disconformité la Formation de Kenamu. Ce contact est identifiable dans la plupart des puits par une déviation prononcée des diagraphies acoustiques, le temps de parcours des ondes étant relativement court dans la Formation de Kenamu, et plus long dans la Formation de Mokami (fig. 7-13). La disconformité marque une phase d'émersion régionale de la plate-forme du Labrador, avec arasement des couches supérieures de Kenamu dans certaines régions, en particulier dans la partie ouest-centrale du bassin de Hopedale. Les couches basales de la Formation de Mokami forment un biseau d'aggradation sur cette surface en direction des terres (fig. 7-6). Le membre s'amincit vers les terres par un biseau d'aggradation basal, par troncature à son sommet, par amincissement des couches sédimentaires internes et, vers le large, par un biseau de progradation basal sur la Formation de Kenamu. Il se prolonge dans la subsurface du talus continental et fusionne avec les sédiments du même âge dans la partie centrale du bassin du Labrador, mais il est localement absent sur les crêtes et flancs de certaines hautes collines, enfouies et composées de basalte océanique. À la fois dans le bassin de Hopedale (à proximité du puits Corte Real P-85) et dans le bassin de Saglek (à proximité du puits Pothurst P-19), le membre inférieur occupe des dépressions structurales créées par un mouvement du Tertiaire moyen, survenu le long de failles normales inclinées vers le large (fig. 7-12).



CGC

Figure 7-16. Carte structurale du sommet du membre inférieur de la Formation de Mokami, dans la partie centre sud du bassin de Hopedale. Les isobathes sont exprimées en mètres au-dessous du niveau de la mer. À remarquer que le nombre de failles est moindre et que le relief structural est moins prononcé qu'aux niveaux du début du Tertiaire (comparer avec la figure 7-7).

Le membre supérieur de la Formation de Mokami est surtout présent sur la plate-forme du Labrador; en direction des terres, il forme parfois un biseau d'aggradation sur le membre inférieur et, vers le large, il s'étend parfois jusqu'à la base du talus continental où il se termine par un biseau de progradation sur le membre inférieur, qui est plus vaste. Les résultats obtenus sur le site 112 du DSDP montrent que le membre supérieur est représenté dans la région centrale de la mer du Labrador par de minces dépôts pélagiques. Les roches clastiques terrigènes formant le membre supérieur, dans le bassin de Saglek, ont principalement progradé vers le sud à travers la plate-forme, au large de la région sud-est de l'île de Baffin. Les couches contemporaines du membre supérieur de la Formation de Mokami dans cette région sont principalement des grès attribués à la partie inférieure de la Formation de Saglek (voir à la figure 7-2 la relation existante).

La Formation de Mokami, en particulier le membre supérieur, prend un caractère de plus en plus sableux vers le nord, à travers le bassin de Saglek jusqu'à la plate-forme sud-est de Baffin; à cet endroit, les strates équivalentes au membre supérieur sont dominées par des grès, donc placées dans la partie inférieure de la Formation de Saglek. Dans le puits Raleigh N-18, l'intervalle compris entre 1 524

et 1 865 m est attribué au membre inférieur de la Formation de Mokami.

À la fois dans le bassin de Hopedale et le bassin de Saglek, les lithologies à l'intérieur des membres inférieur et supérieur de la Formation de Mokami tendent à devenir plus grossières (séquence négative) vers le haut et en direction des terres. Dans le bassin de Hopedale, les deux membres sont presque entièrement composés de mudstones, moyennement à faiblement indurés, de couleur brun gris, silteux, accompagnés de quelques minces lits de siltstones et de zones à lits ou nodules de roches ferrugineuses. Les produits accessoires sont la glauconie, la pyrite, les débris carbonés et des fragments de pélécypodes. Une épaisse séquence du membre inférieur, dans le puits Corte Real P-85, au centre du bassin de Hopedale, comprend de minces lits d'un grès fin caractérisé par une faible porosité intergranulaire. Le puits Corte Real P-85 contient un grès quartzeux de granulométrie fine à grossière, avec matrice argileuse, pouvant atteindre 15 m d'épaisseur. Les grès ont une porosité intergranulaire faible à assez bonne. Le contact avec le membre inférieur est marqué par un intervalle d'argile rouge de 50 m d'épaisseur. Dans le nord du bassin de Hopedale, au puits Snorri J-90, le membre supérieur se compose jusqu'à 15 % de grès friables de granulométrie fine à moyenne, constituant des lits de 1 à 5 m d'épaisseur. Les grès sont plus abondants et plus grossiers vers le sommet de l'unité, où ils passent aux couches sableuses sus-jacents de la Formation de Saglek. Cette tendance de séquence négative apparaît à la fois dans le membre inférieur et le membre supérieur dans l'ensemble de la région; les deux membres ont aussi tendance à devenir plus grossiers à l'ouest.

Les grès sont beaucoup plus fréquents dans le membre inférieur et le membre supérieur de la Formation de Mokami, à l'intérieur du bassin de Saglek. Dans le puits Karlsefni A-13, la partie supérieure du membre inférieur contient quelques couches de grès poreux, de granulométrie fine à moyenne, à séquence négative, partiellement caillouteux, pouvant atteindre 10 m d'épaisseur; le membre supérieur est principalement composé de siltstone, avec environ 25 % d'interstratifications de grès friable et poreux, et de couches relativement minces de shale carbonés et de lignite. Dans le puits Pothurst P-19, au large du puits Karlsefni, les membres inférieur et supérieur contiennent des couches de grès quartzeux et cherteux de couleur gris clair, de granulométrie fine à grossière et de bonne porosité intergranulaire. Avec les grès, sont interstratifiés des mudstones brun gris, sableux, silteux, tendres et faiblement indurés, contenant des coquilles de mollusques. Dans les puits de la plate-forme sud-est de Baffin, les couches du membre inférieur se composent à presque 50 % de grès friables de granulométrie fine à grossière.

Il est possible que la limite entre le membre supérieur de Mokami et la Formation de Saglek soit une discordance dans la partie de la plate-forme du côté des terres, mais elle est généralement de type transitionnel, les couches de shales de la Formation de Mokami passant graduellement aux couches sableuses inférieures de la Formation de Saglek. La base de la Formation de Saglek est habituellement repérée au niveau où le sable devient dominant ou bien à la base d'un épais grès caillouteux. Cette limite ne peut être décelée avec certitude dans les enregistrements sismiques, même si dans quelques régions la présence de réflecteurs obliques et sigmoïdes, interprétés comme étant des lits deltaïques frontaux, permet de délimiter approximativement la transition.

Des paléontologues employés par l'industrie ont récemment confirmé que l'âge de la Formation de Mokami se situe entre l'Éocène tardif et peut-être le Miocène moyen. L'intervalle d'âge des membres inférieur et supérieur, et des deux sous-séquences qui constituent le membre inférieur, est mal connu. La partie intermédiaire du Tertiaire constitue l'une des portions les plus difficiles de la colonne stratigraphique du point de vue des datations. Plus spécifiquement, la présence, l'absence et la puissance des sédiments de l'Oligocène sont indiqués de façon peu cohérente dans les rapports anciens, d'un puits à l'autre, et même dans les rapports relatifs au même puits lorsqu'ils sont rédigés par des paléontologues différents. Ceci n'est pas surprenant. Il existe un diachronisme stratigraphique, à cause de la présence de biseaux d'aggradation et de progradation à la base des séquences et de l'arasement de ces séquences à leur sommet. De plus, il est possible de déceler, par les méthodes sismiques, trois discordances significatives à l'échelle régionale, à l'intérieur de la succession de la Formation de Mokami - et il peut exister d'autres discordances plutôt subtiles mais localement importantes. En conséquence, il a pu se produire un remaniement considérable d'anciens fossiles dans les roches plus récentes de cette partie de la colonne; ceci, outre les incertitudes dans les résultats dues à l'effondrement des roches faiblement indurées dans les puits, rend extrêmement difficile l'étude biostratigraphique.

Selon les conclusions atteintes, l'âge du membre inférieur de la Formation de Mokami se situerait entre l'Éocène tardif et l'Oligocène. Cette conclusion est basée sur l'étude du puits Pothurst P-19, où une brusque lacune stratigraphique (paléontologique) au niveau du membre intermédiaire de la Formation de Mokami (près du niveau de 2 800 m) sépare les roches marines de l'Oligocène, aux faunes diverses et riches, des strates non marines de l'Oligocène supérieur. La discordance que forme le biseau d'aggradation séparant les membres inférieur et supérieur de la Formation de Mokami est localement visible sur les profils sismiques, mais en d'autres endroits, n'apparaît aucune discordance sismique entre le membre inférieur et le membre supérieur. La stratigraphie régionale étant utilisée comme guide, l'hiatus que représente la discordance est considéré comme datant du milieu de l'Oligocène tardif.

Le membre supérieur de la Formation de Mokami est d'âge oligocène tardif à miocène moyen ou tardif. Les couches basales sont plus jeunes du côté des terres, parce qu'elles forment un biseau d'aggradation en amont-pendage au-dessus de la discordance du milieu de l'Oligocène tardif. Les couches supérieures sont plus récentes vers le large et vers le sud dans le bassin de Saglek, en raison de la transition progressive du faciès de shale et sable avec la partie inférieure de la Formation de Saglek. Le contact progressif entre le membre supérieur de la Formation de Mokami et le membre inférieur de la Formation de Saglek, dans le puits Corte Real P-85 de la plate-forme médiane, est d'âge miocène moyen. Dans le puits North Bjarni F-06 de la plate-forme interne, le contact entre la Formation de Saglek est de l'Oligocène tardif, ce qui démontre le diachronisme du contact qui est plus jeune vers l'océan. Dans le puits Raleigh N-18, sur la plate-forme sud-est de Baffin, le contact entre les formations de Makami et Saglek date de l'Oligocène tardif. Dans ce même puits, une vaste

portion du membre inférieur de Saglek est un faciès proximal de granulométrie grossière contemporain des shales distaux du membre supérieur de la Formation de Mokami, situé dans le sud du bassin de Saglek.

Les associations de foraminifères indiquent que la partie basale du membre inférieur de la Formation de Mokami, s'est déposée dans un milieu néritique profond à l'Éocène tardif. Sur la plate-forme sud-est de Baffin et dans le bassin de Saglek, la profondeur a diminué dans la partie supérieure du membre inférieur, de sorte qu'il s'est établi un milieu non marin ou margino-marin à l'Oligocène, à la limite entre le membre inférieur et le membre supérieur. Cette observation ainsi que les indices sismiques d'une surface d'érosion régionale confirment l'hypothèse selon laquelle la majeure partie des portions interne et centrale des plates-formes du Labrador septentrional et sud-est de Baffin a commencé à émerger vers le milieu de l'Oligocène tardif, ce qui a permis une érosion subaérienne et l'accumulation de boues non marines et de tourbe dans les bassins lacustres d'interfluve. Dans des parties de la plate-forme interne du bassin de Hopedale, les membres inférieur et supérieur contiennent tous deux des associations de foraminifères et de palynomorphes indiquant l'existence de milieux sédimentaires épinéritiques.

Des portions de la Formation de Mokami contiennent en abondance des palynomorphes remaniés d'âge carbonifère et crétacé. Ceux-ci, et les grandes quantités de matériaux pélitiques, ont sans doute pour origine l'érosion continue des portions intérieures du vaste réseau hydrographique de la baie d'Hudson. Il se pourrait aussi que ces matériaux soient des débris d'un second ou troisième cycle d'érosion, et proviennent de lambeaux d'érosion proximaux. Des grains de quartz grossier et des clastes ignés, qui apparaissent pour la première fois au Tertiaire moyen dans le membre supérieur de Mokami, indiquent la première phase du soulèvement survenu sur la côte du Labrador entre l'Oligocène tardif et le Miocène précoce. Ce soulèvement s'est accentué pendant tout le Miocène, et a ainsi produit la topographie encaissée actuelle, qui caractérise les reliefs élevés des côtes du Labrador et du sud de l'île de Baffin. Au large, il a produit un biseau clastique de granulométrie grossière, la Formation de Saglek, qui constitue la plate-forme externe et le talus continental actuels.

Les associations de foraminifères planctoniques de l'Éocène tardif que l'on rencontre sur la plate-forme du Labrador présentent une faible diversité d'espèces et sont peu abondantes. Gradstein et Srivastava (1980) ont suggéré que ces associations indiquaient une phase de refroidissement, qui s'est intensifiée tout au long de l'Oligocène et du Néogène et a permis le développement du courant froid du Labrador actuel.

Formation de Saglek

La corrélation sismique régionale indique que la Formation de Saglek se compose de deux parties : « un membre inférieur », composé de grès conglomératiques situés au sommet d'une séquence sédimentaire négative, de l'Oligocène supérieur au Miocène supérieur; et « un membre supérieur » composé de couches conglomératiques du Miocène supérieur au Pliocène, reposant sur une discordance régionale prononcée au-dessus de la séquence formée du membre supérieur de la Formation de Mokami et du membre inférieur de la Formation de Saglek. La discordance qui sépare les deux membres de Saglek, initialement notée par Grant (1980), présente un important relief d'érosion et marque certainement un événement tectonique important - un nouveau soulèvement des régions côtières. De plus, il est possible de retracer la discordance vers le large jusqu'à une importante limite des séquences, qui traverse toute la mer du Labrador. On doit réviser formellement la nomenclature stratigraphique, pour tenir compte de ces détails.

La Formation de Saglek représente le faciès proximal, de granulométrie grossière, de deux biseaux de progradation qui sont épais et étendus dans les bassins de Saglek et de Hopedale. Les épaisseurs sont maximales à la hauteur de la plate-forme externe actuelle dans les deux bassins (fig. 7-3, 7-8, 7-10). Dans le bassin de Saglek, la formation atteint environ 1 900 m d'épaisseur au puits Pothurst P-19 de la plate-forme médiane. À cet endroit, 900 m sont inclus dans le membre inférieur et environ 1 000 m dans le membre supérieur de la Formation de Saglek. Les épaisseurs sont légèrement inférieures dans le bassin de Hopedale. Dans le puits Corte Real P-85, la formation a environ 917 m d'épaisseur (du fond marin jusqu'à une profondeur de 1 355 m); et 340 m environ sont attribuables au membre inférieur et 577 m, au membre supérieur de la Formation de Saglek. Dans le puits Snorri J-90, le stratotype a une épaisseur d'environ 730 m, dont les 430 m inférieurs sont considérés comme appartenant au membre inférieur de la Formation de Saglek. Le niveau inférieur de cette formation s'amincit en direction des terres par suite de l'arasement du sommet de l'unité en amont-pendage, au-dessous de la discordance du Miocène tardif et par suite, dans la partie centrale de la baie de Hopedale, d'arasements survenus au niveau du fond marin actuel. Dans certaines parties de la plate-forme, le membre inférieur s'est aminci de façon erratique, le terrain ayant été profondément entaillé par l'érosion au niveau de cette même discordance du milieu de la Formation de Saglek. Également, le membre supérieur de cette formation est d'épaisseur variable parce qu'il comble une surface de relief prononcé. Le membre supérieur est mince dans les portions de la plate-forme du côté des terres et atteint son épaisseur maximale à la hauteur de l'accore.

Les grès du membre inférieur de la Formation de Saglek occupent de grandes étendues de la plate-forme sud-est de Baffin; ces grès sont généralement le faciès proximal équivalent des épaisses couches supérieures de la Formation de Mokami de la plate-forme du Labrador. Le membre supérieur de la Formation de Saglek a une distribution plus restreinte que le niveau inférieur, parce qu'il comble les dépressions structurales.

Le membre inférieur de la Formation de Saglek se compose de grès feldspathique cherteux et de grès quartzeux lithique, de couleur gris clair et brun, de granulométrie fine à grossière et caillouteux. Il contient aussi en abondance des coquilles de mollusques, du lignite et occasionnellement des grains de glauconie et des fragments de roches métamorphiques et ignées. Les grès sont faiblement lithifiés et très poreux. À l'emplacement de certains puits, y compris dans le stratotype du puits Snorri J-90, existent aussi quelques épais intervalles de siltstone gris et d'argilite silteuse. Le membre supérieur de la Formation de Saglek se compose de grès conglomératique quartzeux, non consolidé et lithique, contenant des fragments de lignite et des

coquilles brisées de pélécypodes. Sur l'ensemble de la plate-forme, les deux membres sont caractérisés par des textures très grossières.

Le membre inférieur de la Formation de Saglek représente le faciès littoral proximal, de granulométrie grossière, d'une séquence négative, dans laquelle les mudstones supérieurs de la Formation de Mokami constituent le faciès distal et pélitique de plate-forme. Puisque dans la plupart des parties de la plate-forme, le contact est graduel, il n'est pas représenté par un réflecteur sismique pouvant être relevé à l'échelle régionale. Dans certains profils sismiques, existent des réflecteurs obliques et sigmoïdes au niveau de ce qui semble être la transition de la Formation de Mokami à la partie inférieure de la Formation de Saglek. Dans des puits de la plate-forme interne, comme le puits Gudrid H-55, le contact entre le sable et le shale est abrupt, et correspond probablement à une discordance au niveau de laquelle une partie de la succession de shale a été enlevée par l'érosion avant le dépôt des grès sus-jacents. La limite entre les membres inférieur et supérieur de la Formation de Saglek est localement une surface d'érosion, dont le relief est de l'ordre de quelques centaines de mètres sur les profils sismiques. La surface est le plus nettement développée dans la région de la plate-forme située à l'est du détroit d'Hudson, où un chenal d'environ 40 à 50 km de large est décelable sur un profil sismique parallèle à la direction générale de la plate-forme. La surface est aussi nettement développée dans les parties centrale et sud du bassin de Hopedale. À la hauteur du talus continental, cette surface fusionne avec une limite de séquence séparant les membres inférieur et supérieur de la Formation de Mokami, à partir de laquelle elle s'étend en formant un seul réflecteur prononcé au-dessous de la mer du Labrador. À l'intérieur du membre inférieur, les réflecteurs sismiques tendent à être soit bien ordonnés et subparallèles les uns aux autres, soit peu inclinés, obliques et sigmoïdes. Dans le membre supérieur, les réflecteurs sont en général désordonnés, de style oblique fortement incliné, et comportent de nombreux chenaux d'érosion.

La Formation de Saglek est recouverte en discordance par des dépôts pléistocènes relativement épais dans certaines régions de la plate-forme proches de l'entrée du détroit d'Hudson, de la baie Cumberland et de la baie Frobisher.

Selon McWhae et al. (1980), la Formation de Saglek date probablement du milieu du Miocène tardif au Pliocène. Provisoirement, le membre inférieur a été placé dans l'intervalle allant de l'Oligocène tardif au Miocène tardif, et le membre supérieur, dans l'intervalle allant du Miocène tardif au Pliocène. Grant (1980), se basant sur des données biostratigraphiques, a suggéré que la discordance du milieu de la Formation de Saglek était peut-être d'âge miocène tardif. Les données obtenues par l'étude de puits récemment forés ne contredisent pas cette hypothèse. Il est difficile de déterminer, dans la plupart des puits, l'âge de la Formation de Saglek, car le tubage de surface est généralement installé dans la formation, de sorte qu'aucun échantillon n'y est recueilli. De plus, les grès non consolidés s'effondrent facilement et contiennent en abondance des spores remaniés d'âge carbonifère et des spores et dinoflagellés d'âge crétacé-tertiaire.

Le membre inférieur de la Formation de Saglek représente le faciès proximal grossier d'un biseau clastique qui progradait vers le large à travers la plate-forme du Labrador de l'Oligocène tardif au Miocène moyen. Des clinoformes inclinés vers le large, décelables dans quelques profils sismiques, suggèrent qu'un réseau de petit deltas, à l'échelle de la plate-forme, apportait des sédiments clastiques à cette plate-forme. La géométrie des dépôts de Saglek indique que le vaste réseau de cônes deltaïques coalescents composait probablement des cônes alluviaux dont les sommets étaient contigus à leur région source, les monts Torngat. Les textures grossières, le faible granoclassement et l'immaturité compositionnelle des sédiments de Saglek confirment que ceux-ci provenaient principalement de terrains proches, relativement accidentés, constitués de roches plutoniques et métamorphiques. Les palynomorphes remaniés d'âge carbonifère, jurassique et crétacé indiquent que quelques sédiments provenaient de l'érosion de roches sédimentaires datant des mêmes époques. Les nombreux clastes de chert gris et noir sont probablement des restes de roches carbonatées cherteuses du Paléozoïque.

Les eaux ont été généralement froides durant le Néogène dans la mer du Labrador, mais il y avait peut-être mélange des eaux plus chaudes du Gulf Stream et des eaux froides du courant du Labrador dans les régions méridionales au Pliocène moyen (Gradstein et Srivastava, 1980).

ÉVOLUTION STRATIGRAPHIQUE

Les unités stratigraphiques du Mésozoïque-Cénozoïque témoignent de l'évolution géologique de la plate-forme et de la mer du Labrador. Elles indiquent des phases distinctives dominées par l'étirement latéral et le rifting, ou par la subsidence tectonique. Les modificateurs stratigraphiques des deux phases, soit la phase de rifting et la phase de subsidence, sont les sédiments clastiques. Ces sédiments sont quantifiables du point de vue du volume des apports sédimentaires et de leur direction. Le rôle des fluctuations eustatiques du niveau marin est encore incertain (Vail et al., 1977).

Au Crétacé, peut-être du Barrémien au Coniacien, l'étirement latéral de la croûte cratonique a produit de vastes structures de type horst et demi-graben, ainsi que les dépôts clastiques syntectoniques qui leur sont associés. Dans le bassin de Hopedale, ces roches clastiques recouvrent des basaltes crétacés qui appartiennent à la Formation d'Alexis et sont probablement interstratifiés avec des roches sédimentaires contemporaines. Une couverture épaisse et étendue de basaltes crétacés? et tertiaires couvre et masque les structures et sédiments de la phase de rifting du Crétacé dans tout le bassin de Saglek, sauf dans sa partie sud. Les parties des grabens du côté du littoral sont occupées par des arénites lithiques, riches en feldspaths et quartz, immatures du point de vue de leur texture et de leur minéralogie. Ces sédiments provenaient probablement de l'érosion des hautes terres proches, en particulier des horsts, et des portions non faillées du craton adjacent. Un réseau mal ordonné de cours d'eaux côtiers de faible longueur et de forte pente a dû transporter les roches clastiques grossières dans les grabens. Les sédiments confinés aux grabens des portions médiane et externe de la plate-forme n'ont pas été forés. La géométrie du faciès régional indique que des portions de ces coupes stratigraphiques pourraient se composer de shales lacustres ou estuariens, accompagnés de grès et peut-être de shales de milieux marins peu profonds.

Dans le bassin de Hopedale, à l'Albien tardif, étaient déjà bien établies les conditions marines régionales. Excepté dans les portions tout à fait intérieures, la sédimentation marine a été continue sur la plate-forme tout au long du Crétacé tardif. La présence de faunes marines campaniennes et maastrichtiennes d'affinités européennes dans le bassin du Groenland occidental (Henderson et al., 1981) indique probablement l'époque à laquelle la partie sud de l'avancée du Labrador (arche de Cartwright) s'est fracturée et a été soumise à une transgression de l'océan Atlantique Nord. À partir de cette époque, les incursions marines de l'Atlantique ont dominé les milieux de la plateforme du Labrador. Au Cénomanien-Santonien, les plates-formes médiane et externe n'ont pas reçu suffisamment d'apports sédimentaires, probablement en raison de l'ennoyage des cours d'eau côtiers par la mer. En majeure partie, les maigres quantités de roches clastiques existantes ont été piégées à cette époque dans les grabens et dans de petits deltas, en formant le Membre de Freydis le long de la plate-forme interne. La période allant du Cénomanien au Coniacien a été considérée comme une période de transgression eustatique planétaire (Vail et al., 1977), avec une importante transgression marine, au début du Crétacé tardif, sur le craton canadien (Jeletzky, 1971). Il est difficile de dire dans quelle mesure les faibles apports sédimentaires sur la plate-forme, au début du Crétacé tardif, sont la conséquence d'une montée eustatique du niveau marin et dans quelle mesure ils résultent des inondations causées par la subsidence tectonique régionale.

Dans la portion interne de la plate-forme, le rifting survenu au début du Crétacé tardif est apparent; il est défini par d'épaisses séquences du Membre de Freydis. Il est aussi possible que le rifting ait eu lieu dans les portions médiane et externe de la plate-forme, mais cet épisode n'est peut-être pas évident dans la stratigraphie, en raison d'une très forte réduction des apports sédimentaires.

De petits grabens formés durant le dépôt de la Formation de Bjarni et du Membre de Freydis sont présents le long de la charnière interne (d'amont-pendage) du bassin de Saglek; ils sont aussi présents à l'entrée de la baie Cumberland, dans la charnière du bassin de Cumberland (MacLean et Williams, 1983; MacLean et al., 1986a). Dans les parties les plus profondes des bassins de Saglek et de Cumberland, les réflecteurs acoustiques ont été ici interprétés comme étant des basaltes du Crétacé tardif et du Tertiaire précoce. De ceci, il est possible de déduire que tout vestige des grabens du crétacé précoce est si profondément enfoui sous des roches volcaniques, ou a été si fortement étiré avant l'extrusion de laves, qu'il n'est maintenant plus décelable.

Sur la plate-forme du Labrador, a eu lieu au Campanien une soudaine et abondante sédimentation clastique fine. De cette époque jusqu'au Tertiaire tardif, la plate-forme a subi une subsidence épisodique et reçu une épaisse succession de roches clastiques fines à grossières. À la connaissance des auteurs, aucune roche carbonatée ne s'est déposée à cette époque.

Sur les plates-formes du Labrador et sud-est de Baffin, la stratigraphie du sommet du Crétacé et celle du Tertiaire est caractérisée par des empilements de séquences négatives. Ceci indique le passage d'un milieu sédimentaire marin progressivement moins profond à un milieu sédimentaire non marin. La succession indique que l'édification de la plate-forme a procédé plus rapidement que la subsidence tectonique et la compaction. La subsidence épisodique de la plate-forme du Labrador au Tertiaire est confirmée par l'existence de la discordance de l'Éocène tardif, d'étendue régionale et partiellement subaérienne, au sommet de la Formation de Kenamu, et par l'existence de la discordance du Miocène tardif, d'étendue régionale et partiellement subaérienne, à l'intérieur de la Formation de Saglek. Ces discordances pourraient être considérées comme des interruptions de premier ordre de l'édification de la plate-forme.

Les interruptions de second ordre, qui résultent de l'interaction entre les processus de sédimentation et de subsidence, correspondent à des discordances d'érosion dans les faciès proximaux de marge de bassin, comme celles limitant le membre inférieur de la Formation de Gudrid, et à des discordances d'origine autre que sédimentaire dans les faciès marins profonds distaux, comme celles à l'intérieur de la Formation de Mokami. Par conséquent, ces interruptions limitent les séquences sédimentaires, et l'une des interruptions les plus étendues sépare les strates du membre inférieur de la Formation de Gudrid et du membre supérieur de la Formation de Markland, des couches paléocènes plus récentes.

Des zones de dépôt maximal s'étaient établies dans les portions centrales des bassins de Hopedale et de Saglek dès le Crétacé tardif et ont persisté, mais avec une certain degré de régression graduelle vers le large, pendant tout le Tertiaire moyen. Les zones de dépôt maximal du Tertiaire tardif se situent au large des plus anciennes, et celle du Pliocène-Pléistocène se situe dans le bassin de la mer du Labrador.

Pour chacune des discordances de l'Éocène tardif et du Miocène tardif, existent des indices d'un étirement latéral des roches plus anciennes de la succession supracrustale avant le dépôt de la superséquence postérieure. Ceci a d'importantes conséquences du point de vue de l'interprétation de la dynamique crustale dans la région de la mer du Labrador.

L'apport continu de sables feldspathiques, minéralogiquement immatures, pendant tout le Tertiaire moyen, indique un certain degré d'érosion des hautes terres du Labrador et de Baffin périphériques aux régions de la plate-forme. Quatre groupes d'observations suggèrent qu'en majeure partie, le matériel pélitique a probablement pour origine des terrains géomorphologiquement matures de bas relief, situés à l'intérieur du craton (McMillan, 1973; Hiscott, 1984). Ces observations sont les suivantes :

1. L'immense volume de roches clastiques de granulométrie fine provient nécessairement de l'érosion des vastes régions de relief peu prononcé qui sont géomorphologiquement matures, et non des petites régions des hautes terres proches.
2. Les pélites tertiaires contiennent en abondance des palynomorphes remaniés. Quelques-uns de ceux-ci, comme les taxons du Carbonifère, n'ont pour l'instant été découverts que dans les parties intérieures du craton.
3. Les aspects régionalement définissables de la géométrie des faciès, dans plusieurs séquences, indiquent que des débris ont été apportés à la plate-forme par de vastes réseaux hydrographiques et deltaïques; la présence de grands cours d'eau implique celle de bassins hydrographiques tributaires de grandes dimensions.

4. Il n'existe, le long des bassins de la marge atlantique entre la Floride et le nord de la baie de Baffin, aucun volume comparable de roches clastiques du Crétacé supérieur et du Tertiaire (voir dans le chapitre 2 et Watts, 1981, les coupes stratigraphiques représentatives de ces bassins).

On peut en conclure qu'au Tertiaire la plate-forme du Labrador était la principale zone de dépôt maximal des débris clastiques fins, migrant vers l'est à partir de la région nord-centrale de l'Amérique du Nord. Ainsi, elle complétait les réseaux hydrographiques qui s'écoulaient vers le sud jusqu'aux zones de dépôt maximal du golfe du Mexique, et ceux qui s'écoulaient vers le nord-ouest jusqu'aux zones de dépôt maximal de la marge Arctique. Les principaux réseaux hydrographiques alimentant les marges du Labrador et du sud de la région de Baffin couvraient les régions maintenant occupées par l'inlet Hamilton, le détroit d'Hudson, la baie Frobisher et la baie Cumberland. La succession du Tertiaire inférieur, au-dessous de la plate-forme sud-est de Baffin, se compose de roches clastiques plus grossières, et s'est déposée en eau généralement moins profonde que les strates contemporaines et d'égale puissance de la plate-forme du Labrador. De ceci, il peut être déduit que les cours d'eau drainant le craton de Baffin étaient plus courts et présentaient une pente de plus fort gradient que ceux situés au sud, qui drainaient l'intérieur du Labrador.

Les grandes dépressions structurales créées par des failles qui s'étendaient vers le large, à l'intérieur des strates de l'Éocène et plus anciennes, ont produit, sur la plate-forme médiane, des pièges sédimentaires éphémères pour les clastites turbiditiques de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène, comme dans la partie inférieure de la Formation de Mokami.

Une modification fondamentale du régime stratigraphique a eu lieu à l'Oligocène, peut-être au début de l'Oligocène tardif; cette modification est marquée par la discordance du milieu de la Formation de Mokami. Le membre supérieur de la Formation de Mokami contient des grès frais de granulométrie grossière qui passent vers le haut aux grès grossiers du membre inférieur de la Formation de Saglek. Ces modifications lithostratigraphiques sont considérées comme la preuve d'un soulèvement renouvelé des régions côtières du Labrador et du sud de l'île de Baffin, accompagné d'une importante modification des directions régionales de progradation des roches clastiques. Cette phase de rajeunissement tectonique et la réponse sédimentaire associée ont culminé avec l'accumulation du prisme épais de plate-forme externe, composé des roches clastiques grossières du membre supérieur de la Formation de Saglek (fig. 7-3).

Plusieurs auteurs ont associé les cycles marins transgressifs-régressifs des marges passives aux fluctuations eustatiques planétaires du niveau marin telles que postulées par Vail et al. (1977). Certaines portions de la stratigraphie de la plate-forme du Labrador et sud-est de Baffin semblent coïncider avec les épisodes tels que déduits de la courbe de variation relative du niveau marin de « Vail ». Cependant, il est aussi possible que les coïncidences observées soient dues à une définition insuffisante du contrôle biostratigraphique de la plate-forme du Labrador, de sorte que la stratigraphie peut être subjectivement ajustée à cette courbe. À l'intérieur de la succession du Mésozoïque-Cénozoïque de la plate-forme du Labrador, l'ordre de grandeur des détails géométriques de la stratigraphie démontre que les épisodes tectoniques ont joué un rôle important dans l'évolution de la plate-forme, quelle que soit l'influence des fluctuations planétaires du niveau marin.

REMERCIEMENTS

Une grande partie de l'interprétation donnée ici est le résultat des travaux réalisés entre 1981 et 1984 par des géologues de Petro-Canada, à savoir R. Cridland, D. Hunter, B. Petyhyrycz et G. Sullivan, et le résultat des principes élaborés par les géologues et géophysiciens employés par d'autres sociétés du Labrador Group. Les auteurs remercient les partenaires du Labrador Group : AGIP Canada Ltd., Amerada Minerals Corporation of Canada Ltd., Canterra Energy Ltd., Ressources Gulf Canada Ltée, Ressources Petro-Canada, Ranchmen's Resources (1976) Ltd. et Suncor, Inc., qui ont permis la publication de leurs informations.

PARTIE 2 : GÉOLOGIE DE LA BAIE DE BAFFIN ET DU DÉTROIT DE DAVIS

B. MacLean, G.L. Williams et S.P. Srivastava

INTRODUCTION

La baie de Baffin se situe entre 66°36'N et 78°N et entre 54°W et 79°W, au nord du détroit de Davis, et a une superficie d'environ 690 000 km^2. Elle s'étend sur environ 1 350 km du nord au sud, et a une largeur variant entre 110 et 650 km (fig. 7-17).

Les marges ouest et nord-ouest de la baie sont constituées de l'île de Baffin et des îles de l'archipel arctique canadien; la marge orientale est formée du Groenland. La baie de Baffin est reliée au nord avec l'océan Arctique par les détroits de Nares, de Lancaster et de Jones, et par leurs passages tributaires interinsulaires. Dans la baie, les profondeurs d'eau dépassent 2 000 m à l'intérieur du bassin central et diminuent progressivement au nord, atteignant 700 à 800 m à l'entrée du détroit de Lancaster, et moins de 500 m près de l'entrée des détroits de Smith et de Jones. Au sud, le lien avec le détroit de Davis est marqué par un seuil est-ouest à une profondeur de 500 à 600 m (fig. 7-17, 7-18).

La plate-forme nord-est de Baffin constitue la plate-forme continentale sur la majeure partie du bord ouest de la baie de Baffin. Elle est étroite, mesurant seulement 50 km de large, et se compose d'une série de bancs peu profonds, de 200 m de profondeur ou moins, séparés par des fosses transversales. La profondeur de ces dernières peut dépasser 800 m; elles représentent les prolongements sous-marins des nombreux fjords du nord-est de l'île de Baffin. Les fosses et les fjords ont probablement été formés par l'érosion glaciaire le long des réseaux hydrographiques tertiaires antérieurs (Fortier et Morley, 1956; Ives et Andrews, 1963; et Pelletier, 1966). L'accore se situe à environ 300 m au large de la partie nord-est de l'île de Baffin, mais ne constitue pas une structure aussi marquée plus au nord.

La plate-forme nord-est de Baffin contraste avec la plate-forme située au sud du Cap Dyer, qui est plus large, plus profonde, moins disséquée et comporte un talus continental assez bien défini; ce dernier secteur est appelé plate-forme sud-est de Baffin.

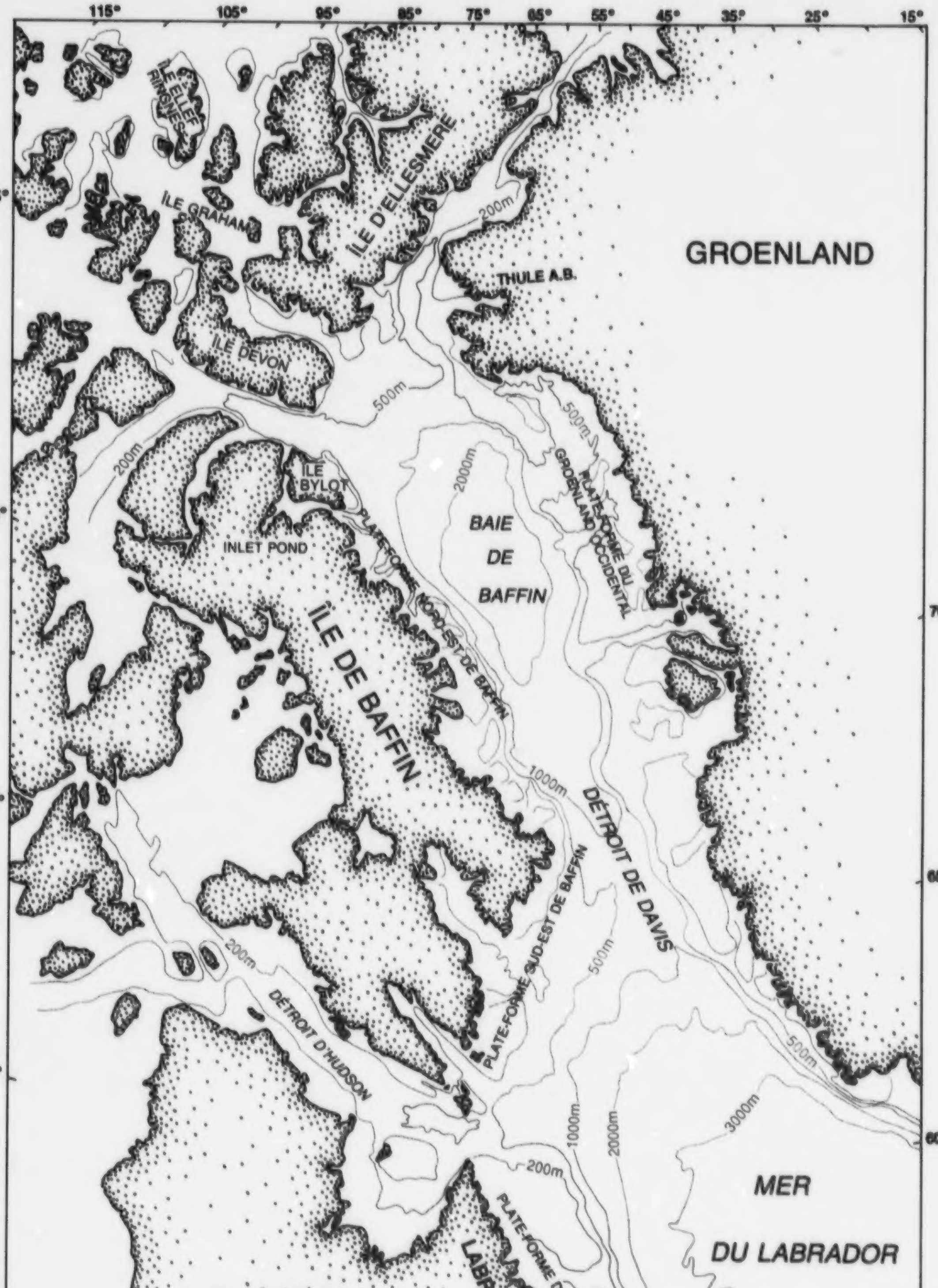
La plate-forme du Groenland occidental, qui constitue la plate-forme continentale orientale de la baie de Baffin, présente une largeur de 135 à 200 km et est donc beaucoup plus large que la plate-forme nord-est de Baffin. L'accore se situe entre 400 et 500 m. Comme la plate-forme nord-est de Baffin, la plate-forme du Groenland occidental est traversée par de nombreuses fosses transversales, qui s'étendent aussi à travers la plate-forme depuis l'entrée des fjords.

L'interprétation de la géologie régionale de la baie de Baffin (fig. 7-19) est principalement basée sur des indices géophysiques. Ceux-ci comprennent les données obtenues par des levés gravimétriques, magnétiques, de sismique-réfraction et de sismique-réflexion réalisés en mer. L'information géologique comprend la lithostratigraphie et la biostratigraphie, provenant d'études d'échantillons du fond marin, de carottes récupérées dans des forages peu profonds, des carottes provenant du site 645 du Programme de forage des océans, et de déblais de forages, de carottes latérales, et de carottes conventionnelles de huit puits extracôtiers. Ces puits sont : Hekja O-71, Gjoa G-37 et Raleigh N-18 sur la marge sud-est de l'île de Baffin, et Hellefisk 1, Ikermiut 1, Kangamiut 1, Nukik 1 et Nukik 2 sur la marge du Groenland occidental (fig. 7-18). Géographiquement, seul le puits Hellefisk 1 se situe dans la baie de Baffin. Les quatre autres puits forés au large du Groenland occidental se trouvent dans le détroit de Davis; les trois puits canadiens se situent dans la partie nord de la mer du Labrador. Un examen de la géologie côtière de l'île de Baffin et du Groenland occidental nous permet d'établir un contexte régional pour reconstituer la géologie de la baie de Baffin. Les études sur la géologie régionale et l'évolution de la baie de Baffin et du détroit de Davis sont celles de Keen et Barrett (1972), Keen et al. (1972), McMillan (1973), Keen et al. (1974), Hood et Bower (1975), Hyndman (1975), Jackson et al. (1979), Henderson et al. (1981), MacLean et Williams (1980 et 1983), MacLean et al. (1977, 1978, 1982, 1986b), Kerr (1981), Klose et al. (1982), McWhae (1981), Srivastava et al. (1981, 1982), Menzies (1982), Rice et Shade (1982) et Rolle (1985). Pour comprendre la géologie régionale, il faut tenir compte de la structure de la croûte sous-jacente, et du cadre tectonique.

STRUCTURE DE LA CROÛTE

Il existe deux théories sur la nature de la croûte du sous-sol de la baie de Baffin; ces théories ont un rôle important dans l'interprétation de l'évolution de la croûte (voir le chapitre 2). La première - telle que présentée par Kerr (1967), Grant (1975b, 1980 et 1982) et van der Linden (1975) - suppose que le sous-sol de la baie se compose d'une croûte continentale effondrée ou amincie, ultérieurement modifiée au Tertiaire par l'intrusion de roches basaltiques. Selon cette hypothèse, la baie de Baffin ne serait pas un bassin océanique formé par l'expansion du fond marin, mais aurait été constitué par des mouvements verticaux plutôt que latéraux. Si c'est le cas, ceci confirmerait qu'il n'y a pas eu de rejet important le long du détroit de Nares entre le Canada et le Groenland au Crétacé tardif-Tertiaire précoce (Dawes et Kerr, 1982). Plusieurs des arguments présentés par Grant (1980, 1982) sont basés sur l'interprétation de données géophysiques et stratigraphiques obtenues dans la région de la mer du Labrador. Deux discordances identifiées sur les profils sismiques multicanaux effectués par l'industrie ont été interprétées comme des événements du Crétacé précoce et du Miocène tardif (Grant, 1982). Cette interprétation implique l'hypothèse d'un mouvement vertical, détail incompatible avec les modèles d'expansion du fond marin.

Figure 7-17. Bathymétrie généralisée de la région de la baie de Baffin et du détroit de Davis (adaptation de cartes du Service hydrographique du Canada, 1985).


115°
105°
95°
85°
75°
65°
55°
45°
35°
25°
15°
75°
70°
65°
60°
ÎLE ELLEF RINGNES
ÎLE GRAHAM
ÎLE D'ELLESMERE
ÎLE DEVON
GROENLAND
THULE A.B.
200m
500m
2000m
ÎLE BYLOT
INLET POND
BAIE DE BAFFIN
PLATE-FORME DU GROENLAND OCCIDENTAL
PLATE-FORME NORD-EST DE BAFFIN
ÎLE DE BAFFIN
1000m
DÉTROIT DE DAVIS
PLATE-FORME SUD-EST DE BAFFIN
DÉTROIT D'HUDSON
3000m
MER DU LABRADOR
QUÉBEC
LABRADOR
PLATE-FORME DU LABRADOR
CGC

Selon la seconde hypothèse sur la nature de la croûte de la baie de Baffin - présentée par Keen et al. (1972, 1974), Srivastava (1978), Jackson et al. (1979), Menzies (1982), Rice et Shade (1982) - la baie représenterait un bassin océanique produit par l'expansion du fond marin, principalement au Tertiaire précoce, époque à laquelle le Groenland et l'île de Baffin ont dérivé l'un par rapport à l'autre. La plupart des reconstitutions de plaques supposent une combinaison de mouvements de translation et de compression entre le Groenland et l'île de Baffin, par suite de l'expansion du fond marin. Les mouvements de ce type pourraient aussi entraîner l'étirement, l'amincissement et la fracturation de la croûte continentale.

Les données sismiques, gravimétriques et magnétiques ont permis de formuler l'hypothèse relative à la croûte océanique. Les données de sismique-réfraction indiquent à travers la baie des variations d'épaisseur de la croûte comprises entre quatre kilomètres à l'ouest et environ sept kilomètres à l'est. Une explication possible de cette variation est que la vitesse d'expansion n'a pas été constante, c'est-à-dire qu'elle a été plus élevée à l'ouest et plus faible à l'est, de sorte qu'il s'est formé un plus grand volume de croûte océanique sur l'une des marges. L'absence de vitesses sismiques crustales correspondant à la couche océanique 2 (entre 4,5 et 5,5 km/s) est attribuée à la minceur de la croûte, ou à son masquage par des sédiments sus-jacents de vitesse sismique élevée (Keen et Barrett, 1972; Jackson et al., 1979). Une coupe schématique de la baie de Baffin, principalement basée sur les données de sismique-réfraction, permet de délimiter six unités; elle est présentée à la figure 7-20 (Srivastava et al., 1981). Cette coupe comprend :

1. Le manteau, caractérisé par des vitesses de 7,7 à 8,5 km/s.
2. Les couches océaniques problématiques 2 et 3 (?), caractérisées par des vitesses de 5,7 à 7,0 km/s.
3. Les roches du socle (précambrien ?) au-dessous de la plate-forme et du talus occidentaux, caractérisées par une vitesse de 6,0 à 6,8 km/s.
4. Les sédiments consolidés du talus (sans doute principalement du Paléozoïque ou du Mésozoïque), caractérisés par une vitesse sismique de 3,2 à 5,5 km/s.
5. Les sédiments consolidés (Tertiaire inférieur ?) dans les parties plus profondes de la baie, ainsi que les sédiments plus anciens déposés sur la plate-forme, caractérisés par une vitesse sismique de 3,2 à 4,4 km/s.
6. Les sédiments non consolidés à semi-consolidés (principalement du Tertiaire supérieur au Quaternaire), caractérisés par une vitesse de 2,0 à 3,2 km/s.

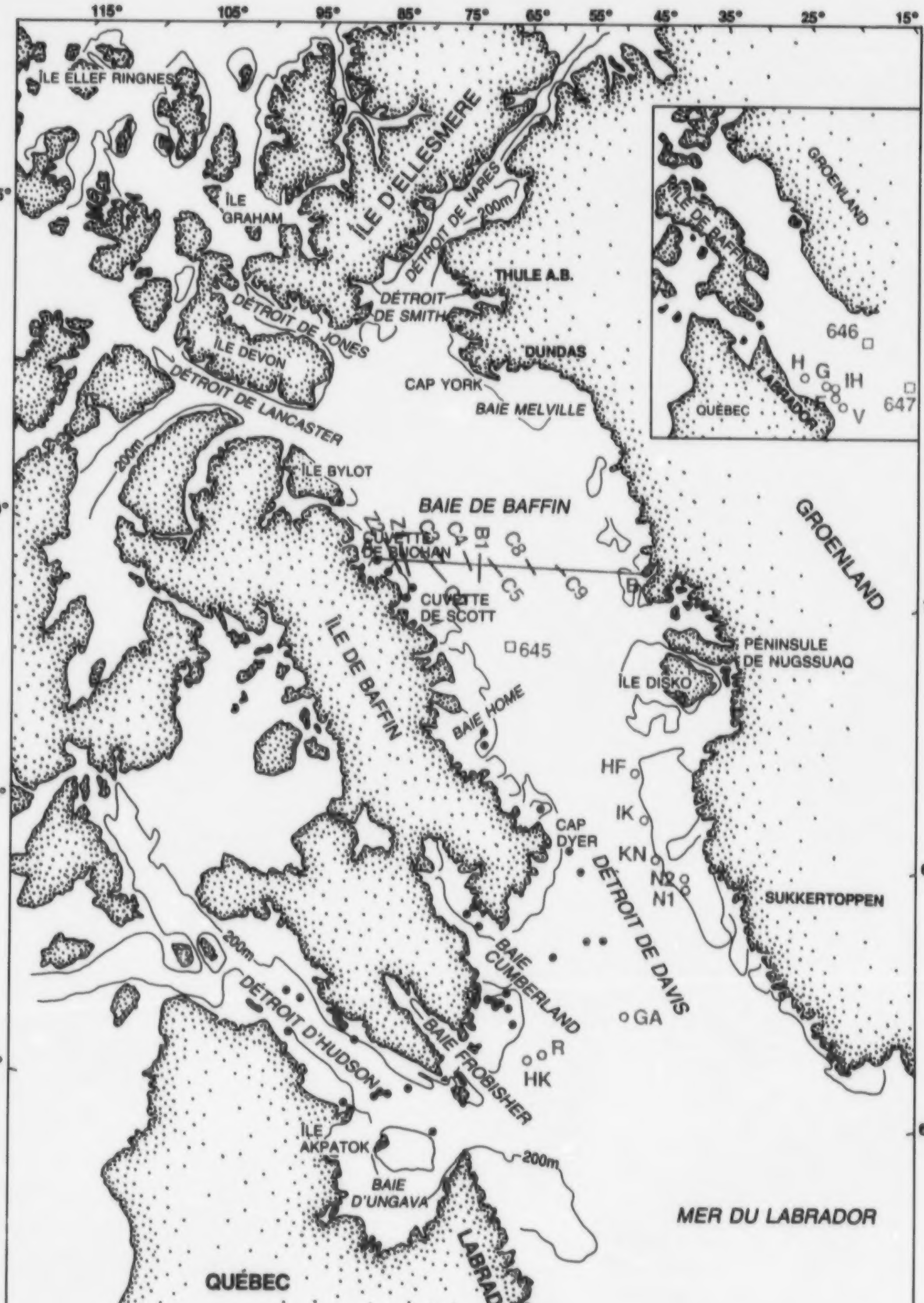
Les enregistrements sismiques multicanaux indiquent la présence de deux types de socle, un socle plan et un socle bosselé, dans la baie de Baffin (McWhae, 1981; Srivastava et al., 1981). Ces données confirment l'existence d'une dorsale éteinte dans le centre de la baie de Baffin. Les mesures de vitesse déduites des expériences de sismique-réfraction, faites par Keen et Barrett (1972) dans la partie centrale de la baie, ont montré une bonne concordance entre les profondeurs du sommet du socle estimées d'après les données de sismique-réfraction et de sismique-réflexion. L'information tirée de ces données à propos de la résonance des roches du socle est pourtant moins concluante, étant donné qu'une vitesse de réfraction de 6,5 km/s mesurée par Keen et Barrett (1972) près du centre de la baie (fig. 7-20) peut être interprétée comme typique soit d'un socle continental soit d'un socle océanique. L'importance de ces données a été étudiée en détail par Keen et Barrett (1972) et par Srivastava et al. (1981) qui, à la lumière des diverses autres données géophysiques, ont préféré l'interprétation selon laquelle il s'agirait d'une croûte océanique.

L'existence de bandes magnétiques dans la baie de Baffin et leur corrélation possible avec les anomalies 13 à 21 incluses (voir la carte 1706A en pochette) dans la mer du Labrador confirment aussi la présence d'une croûte océanique dans la baie (Jackson et al., 1979; Srivastava et al., 1981). On en a aussi conclu que la baie de Baffin contenait une bande de 130 km de large de croûte océanique, qui latéralement se transforme en une croûte continentale amincie sur les marges est et ouest de cette baie (Rice et Shade, 1982).

Les données de sismique-réfraction et les données relatives à la sismicité ont permis d'examiner la structure du manteau et de la croûte dans la baie de Baffin (Menzies, 1982). Selon ce chercheur, la croûte océanique, au centre de la baie de Baffin, a été séparée de celle de la mer du Labrador par une zone de croûte continentale couvrant l'ensemble du détroit de Davis. Il reste encore à déterminer si le sous-sol du détroit de Davis est constitué d'une croûte continentale amincie ou d'une croûte océanique, malgré l'abondance de données sismiques, gravimétriques et magnétiques disponibles dans cette région (Hood et Bower, 1975; Srivastava et al., 1982). Les mesures de sismique-réfraction dans la partie centrale du détroit (Keen et Barrett, 1972; Srivastava et al., 1982) indiquent que l'épaisseur de la croûte se situe entre 18 et 30 km. Cette épaisseur est intermédiaire entre celle de la croûte océanique (10 km) et celle de la croûte continentale (35 km). Il y a au moins quatre façons d'expliquer cette variance. Au-dessous du détroit de Davis se trouvent : une croûte océanique épaissie; une croûte continentale amincie; une croûte de composition intermédiaire; ou en alternance, la croûte océanique et la croûte continentale. Les données gravimétriques indiquent l'existence de bandes d'anomalies positives sur la plate-forme du nord de la mer du Labrador et sur la plate-forme du détroit de Davis. Une forte anomalie positive située dans le détroit de Davis a une orientation nord-est-sud-ouest, qui coïncide avec le bord ouest d'une hauteur structurale, et qui probablement correspond à un filon-couche volcanique. Il a été suggéré que la moindre profondeur d'eau dans le détroit de Davis correspondait à « un point chaud » ou à une plume de convection ascendante, associée à l'expansion du fond marin (Keen et Barrett, 1972; Hyndman, 1973; Keen et al., 1974). Pour Grant (1980), ceci indiquerait plutôt un volcanisme périodique.

Mention a été faite plus haut de la controverse sur l'importance du mouvement qui a eu lieu entre le Groenland et l'Amérique du Nord le long du détroit de Nares.

Figure 7-18. Carte index de la région de la baie de Baffin et du détroit de Davis. Les points indiquent l'emplacement des carottages peu profonds. Les sites 645, 646 et 647 du Programme de forage des océans et les puits d'exploration mentionnés dans le texte sont indiqués. Ils sont identifiés de la façon suivante : F - Freydis, G - Gudrid, GA - Gjoa, H - Hopedale, HF - Hellefisk, HK - Hekja, IH - Indian Harbour, IK - Ikermiut, KN - Kangamiut, N1,N2 - Nukik 1 et 2, R - Raleigh, V - Verrazano.



115°
105°
95°
85°
75°
65°
55°
45°
35°
25°
15°
75°
70°
65°
60°
ÎLE ELLEF RINGNES
ÎLE D'ELLESMERE
ÎLE GRAHAM
DÉTROIT DE NARES
200m
THULE A.B.
DÉTROIT DE SMITH
DÉTROIT DE JONES
ÎLE DEVON
DUNDAS
DÉTROIT DE LANCASTER
CAP YORK
BAIE MELVILLE
ÎLE BYLOT
BAIE DE BAFFIN
CUVETTE DE BUCHAN
B1
C8
C5
C9
CUVETTE DE SCOTT
645
ÎLE DE BAFFIN
PÉNINSULE DE NUGSSUAQ
ÎLE DISKO
BAIE HOME
GROENLAND
HF
IK
KN
N2
N1
CAP DYER
DÉTROIT DE DAVIS
SUKKERTOPPEN
BAIE CUMBERLAND
GA
R
HK
BAIE FROBISHER
DÉTROIT D'HUDSON
ÎLE AKPATOK
BAIE D'UNGAVA
MER DU LABRADOR
QUÉBEC
LABRADOR
CGC
646
H
G
IH
V
647

Le point central des discussions concernait les différences entre les résultats donnés par l'étude géologique des régions côtières, qui suggérait un mouvement senestre de moins de 25 km le long du détroit, et par les modèles de tectonique des plaques qui indiquaient un mouvement de 100 à 250 km le long du détroit, en admettant que les limites des plaques soient rigides (Kerr, 1982; Srivastava et Falconer, 1982). Il est aussi conseillé au lecteur, pour mieux saisir ce problème, de se référer aux nombreux autres articles connexes dans le volume dirigé par Dawes et Kerr (1982), et aux articles de Srivastava et al. (1981), Srivastava (1985) et Srivastava et Tapscott (1986). Une possible à ce problème est l'hypothèse selon laquelle la plaque nord-américaine n'aurait pas été rigide, et le mouvement oblique survenu entre le Groenland et l'Amérique du Nord aurait été partiellement absorbé par l'archipel arctique canadien, et aurait ainsi réduit l'importance du rejet survenu dans le détroit de Nares comparativement à celui qu'indiquent les modèles géophysiques plus anciens de plaques rigides (Srivastava, 1985).

L'évolution du bassin d'Eurasie, de la mer du Labrador, de la mer de Norvège et du Groenland et de l'Atlantique Nord a été régie par le déplacement relatif entre les plaques nord-américaine, du Groenland, et d'Eurasie (Srivastava, 1985). Même si les données géophysiques obtenues dans la baie de Baffin et dans le détroit de Davis ne permettent pas d'identifier de façon concluante le type de croûte présent dans toutes ces régions, elles montrent quand même que le terrain a une plus grande affinité avec la croûte océanique qu'avec la croûte continentale (Srivastava et al., 1981). Comme l'ont indiqué ces auteurs, quel que soit le type de croûte, les observations confirment la notion selon laquelle les régions de la baie de Baffin et du détroit de Davis ont été soumises à des forces de tension lorsque le Groenland et l'Amérique du Nord se sont séparés en réponse à une expansion active du fond marin dans la mer du Labrador. Les présents auteurs sont du même avis, et tout en reconnaissant les limitations esquissées, jugent à la lumière des diverses données disponibles que l'expansion du fond marin a joué un rôle dans l'évolution de la baie de Baffin, et ils ont employé cette notion lors de la préparation du présent chapitre.

L'évolution de l'Atlantique Nord, telle qu'interprétée d'après les mesures géophysiques, indique que la mer de Norvège et du Groenland (par ex. Talwani et Eldholm, 1977; Vogt et al., 1981) et la mer du Labrador (par ex. Kristoffersen et Talwani, 1977; Srivastava, 1978; Srivastava et al., 1981; Srivastava et Falconer, 1982) se sont agrandies par expansion du fond marin, à la suite de la séparation du Groenland de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord. La chronologie des événements qui ont touché la baie de Baffin comprend la formation de structures de type graben et graben partiel, aux alentours de la région du Labrador et de la baie de Baffin, par suite de l'étirement crustal accompagnant le début du rifting dans la région du nord de la mer du Labrador et du détroit de Davis au Crétacé (Srivastava, 1978; Srivastava et Falconer, 1982). L'expansion du fond marin, qui avait commencé plus tôt dans le sud de la mer du Labrador, avait progressé vers le nord jusque dans la partie septentrionale de la mer du Labrador, dès le Crétacé tardif et le Tertiaire précoce. L'ouverture de la baie de Baffin a commencé au Paléocène, et a été accompagnée par l'épanchement de basaltes à la fois sur les terres et au large dans la région du détroit de Davis. L'ouverture de la baie de Baffin s'est poursuivie jusqu'à l'Oligocène précoce. Le déplacement survenu entre le Groenland et l'Amérique du Nord comprenait un mouvement initial de rotation, qui a provoqué une compression entre l'archipel Arctique canadien et le nord du Groenland. Cette phase a été suivie d'un mouvement de translation, le Groenland se déplaçant vers le nord-est en réponse à l'expansion du fond marin entre l'Eurasie et le Groenland à l'Éocène précoce.

CADRE TECTONIQUE

La tectonique régionale de la baie de Baffin est étudiée en détail au chapitre 2 et n'est que brièvement examinée ici. Le bassin principal, le bassin de Baffin, occupe la majeure partie du centre de la baie de Baffin (fig. 7-21 et carte 1706A, en pochette). Un grand demi-graben, le bassin du Groenland occidental, se situe sur la marge ouest du Groenland et s'étend au large. À son extrémité nord, le bassin du Groenland occidental se prolonge dans le graben de la baie de Melville, qui est situé dans la Melville Bugt. Le bassin de l'île Bylot est sous-jacent à la partie nord-ouest de la baie de Baffin. La cuvette d'Éclipse en fait peut-être partie. Le bassin de Cumberland, qui se situe au sud de la baie de Baffin, est considéré par Balkwill et McMillan (partie 1 du présent chapitre, fig. 7-1) comme le bassin le plus au nord de la marge ouest de la mer du Labrador. Il est probablement séparé du bassin de Baffin par des basaltes tertiaires.

D'autres grabens ou grabens partiels environnent la baie de Baffin et le nord de la mer du Labrador. Ce sont en particulier le détroit de Lancaster, le détroit de Jones, la baie Cumberland, la baie Frobisher et le détroit d'Hudson (carte 1706A, en pochette).

Du point de vue de leur origine, il est possible d'établir un lien entre les principaux réseaux de failles de la région de la baie de Baffin et l'expansion du fond marin. La zone d'anomalies magnétiques qui s'étend au sud-ouest, depuis l'île Disko jusqu'au détroit d'Hudson, est corrélable avec une faille transformante, soit la faille transformante d'Ungava, dont la direction est parallèle à la zone de fracture d'Hudson au sud (Hood et Bower, 1975).

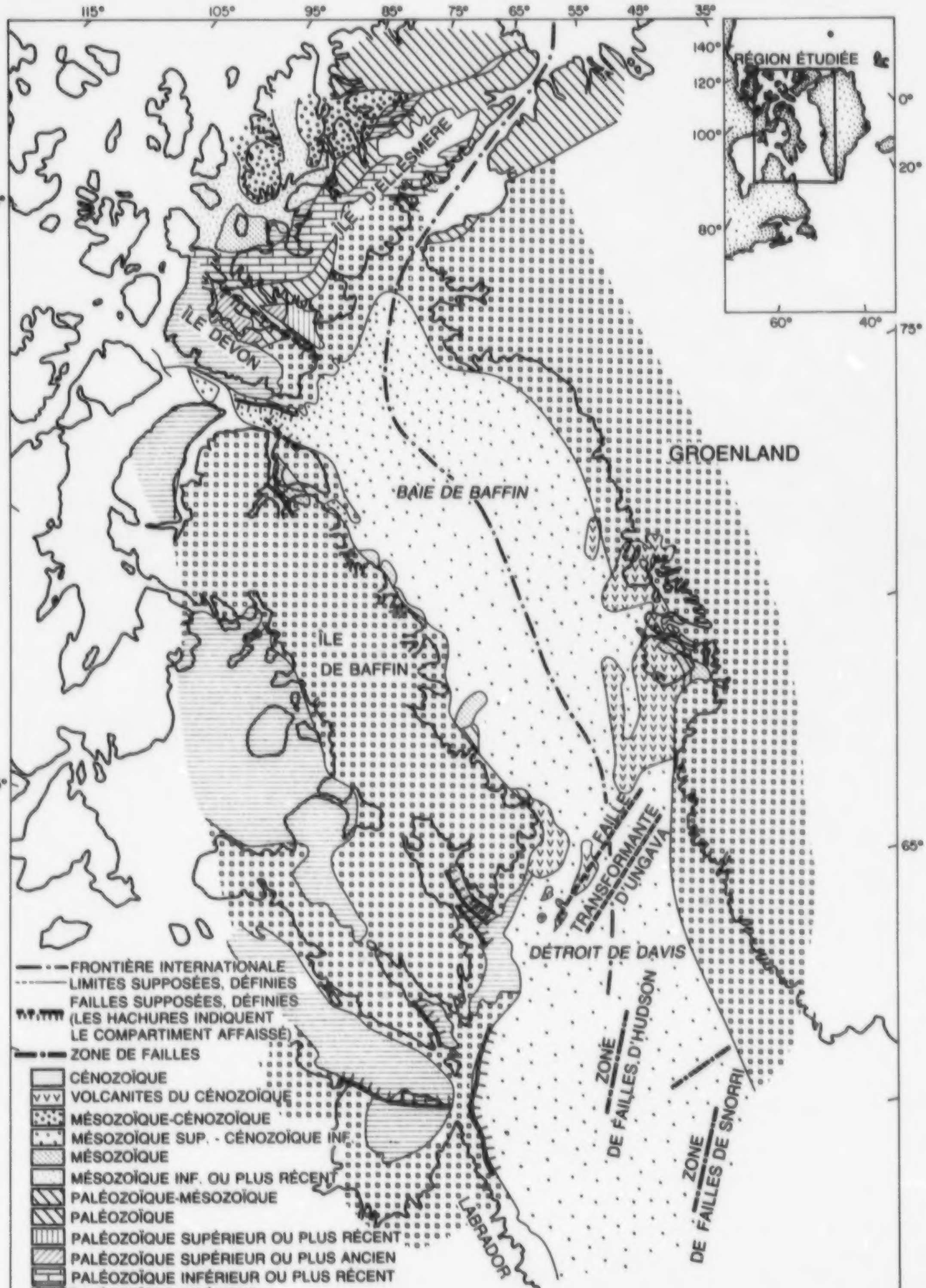
Dans la baie, les principaux réseaux de failles ont une orientation générale nord-ouest-sud-est et nord-est-sud-ouest. Ceci correspond au schéma régional déterminé dans le cas de la plate-forme du Labrador par McWhae (1981). Cependant, on observe une modification de l'orientation du sud au nord, la direction générale nord-ouest-sud-est devenant plus ouest-est, par exemple dans le détroit de Lancaster et le détroit de Jones. L'orientation originelle est conservée à proximité de l'île Bylot, où la cuvette d'Éclipse constitue l'une des séries de horsts et grabens parallèles de direction générale nord-ouest existant dans la zone de fracture nord de Baffin. La formation de blocs faillés a sans doute eu lieu périodiquement dans cette zone depuis le Précambrien (Jackson et al., 1975).

GÉOLOGIE CÔTIÈRE

La présente section, donne un bref aperçu du contexte géologique des régions côtières qui entourent la baie de Baffin.

Figure 7-19. Carte géologique généralisée de la baie de Baffin et des régions adjacentes (adapté de la carte 1705A, en pochette).

GÉOLOGIE DE LA PLATE-FORME DU LABRADOR, DE LA BAIE DE BAFFIN ET DU DÉTROIT DE DAVIS



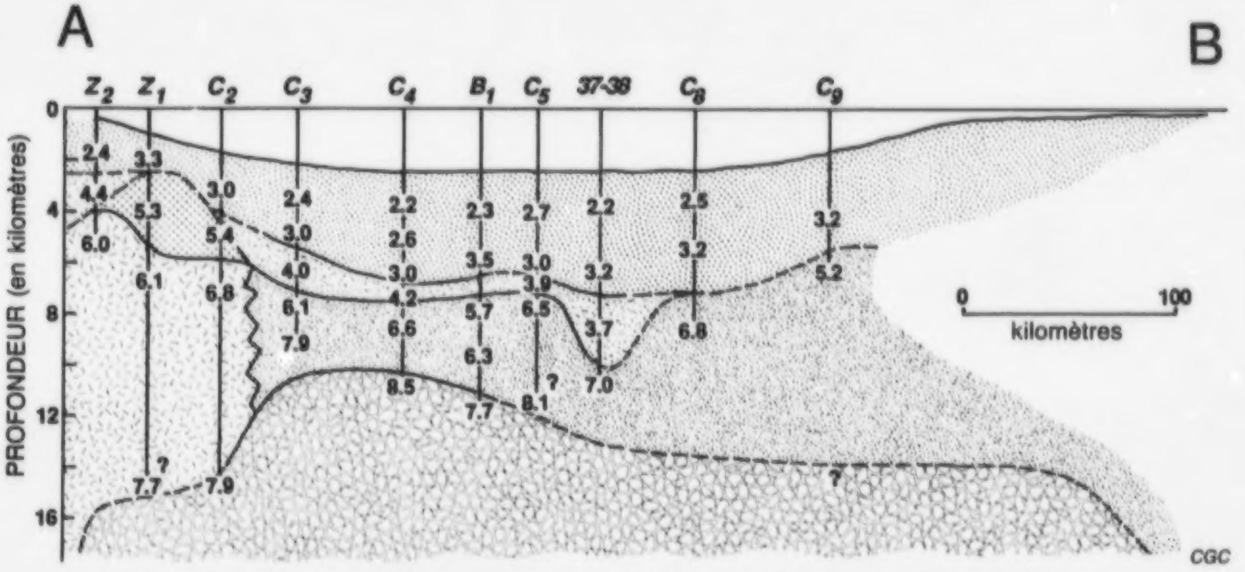


Figure 7-20. Coupe A-B montrant la distribution des vitesses sismiques à travers la baie de Baffin (voir la position de la coupe à la figure 7-18) (adapté de Srivastava et al., 1981).

Précambrien

Les masses continentales entourant la baie de Baffin, en particulier l'île de Baffin, l'est de l'île Devon, l'île d'Ellesmere et le Groenland occidental, se composent surtout de roches ignées et métamorphiques du Précambrien (figure 7-19). Ces roches archéennes et protérozoïques ont été durant l'Aphébien moyen, l'Hudsonien et les périodes orogéniques équivalentes (Jackson et Taylor, 1972; Escher et Watts, 1976). Initialement, celles-ci représentaient une seule région cratonique ou un seul bouclier. Le rifting et la dérive survenus au Précambrien ont créé les tendances structurales qui ont influencé les cycles ultérieurs (Bridgwater et al., 1973).

Les roches du Bouclier canadien bordant le côté ouest de la baie de Baffin ont été attribuées à la province structurale de Churchill (Taylor, 1971). Les limites de la province de Churchill ont depuis été étendues au sud-ouest (Hoffman, 1987). Selon ce chercheur, elle comprend deux plates-formes continentales limitées par des zones de suture du Protérozoïque précoce. Ces roches constituent la majeure partie de l'île de Baffin, de l'est de l'île Devon et du sud-est de l'île d'Ellesmere. Les types de roches comprennent des clastites métamorphisées, des volcanites, des granites et des migmatites. Au Groenland, les gneiss archéens forment une bande est-ouest, qui affleure sur les deux côtes. Dans l'ouest du Groenland, la bande s'étend des abords de Frederikshab au nord jusqu'à Søndre Strømfjord.

Paléozoïque

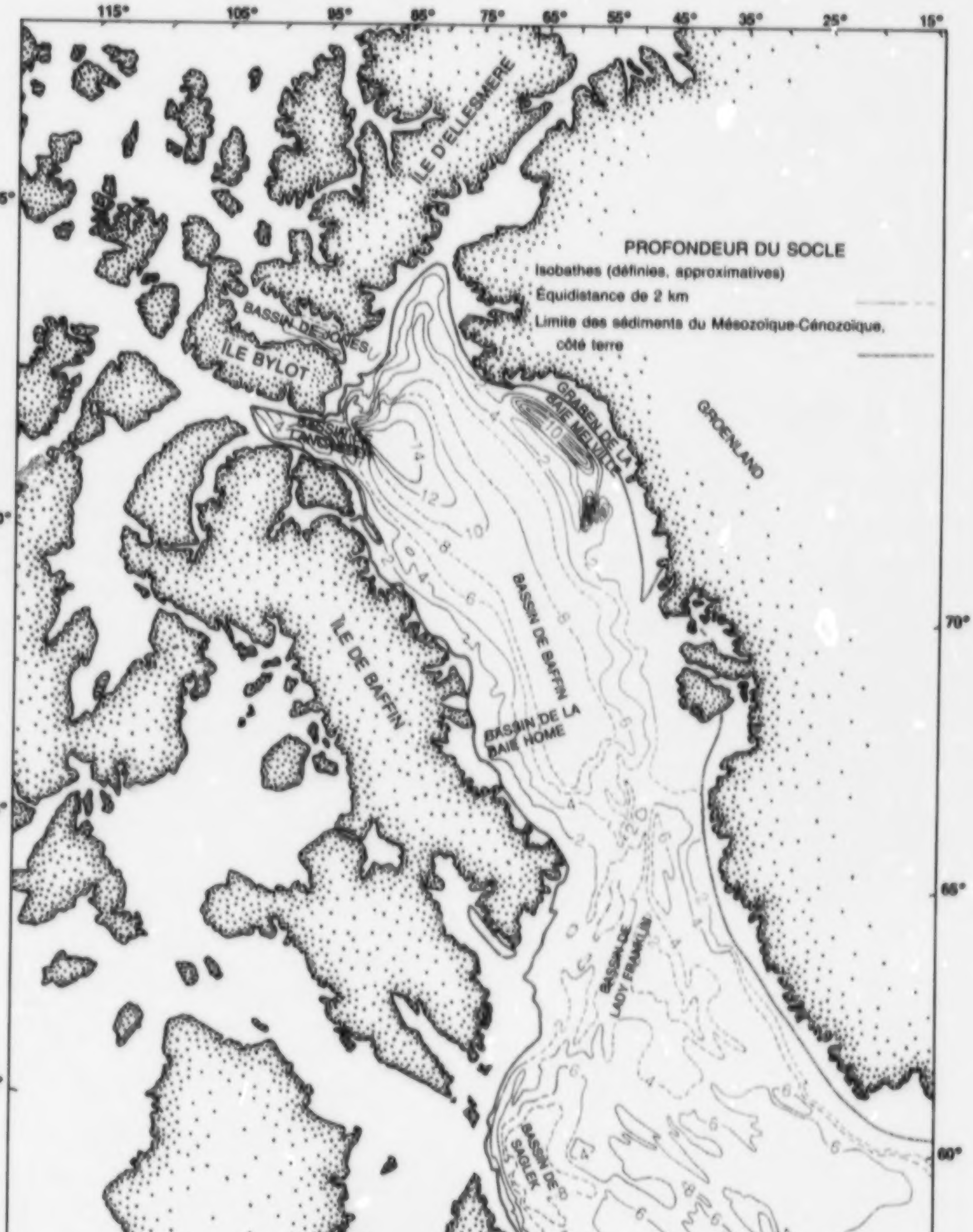
Des roches sédimentaires du Paléozoïque inférieur sont présentes dans l'ouest et le nord-ouest de l'île de Baffin, et dans le nord du Groenland, et ont une vaste distribution dans l'archipel arctique canadien (figure 7-19). Dans l'île de Baffin, les strates se composent de roches carbonatées et détritiques d'âge principalement ordovicien et silurien, ainsi que de roches d'âge cambrien localement dans la région nord-ouest de l'île de Baffin (Douglas, 1969; Trettin, 1969, 1975; Bolton et al., 1977).

Il existe aussi des roches de l'Ordovicien moyen et supérieur dans l'île Akpatok de la baie d'Ungava (Workum et al., 1976), ainsi que dans le détroit d'Hudson (Grant et Manchester, 1970; Grant, 1975b; MacLean et Williams, 1983; MacLean et al., 1986b), qui se présentent sous forme de lambeaux d'érosion au fond de la baie Frobisher (Miller et al., 1954) et sur la plate-forme continentale entre la baie Frobisher, la baie Cumberland et le cap Dyer (MacLean et al., 1977; MacLean et Falconer, 1979; MacLean et al., 1982).

Au Groenland, les roches paléozoïques se limitent presque entièrement au nord, où jusqu'à 3 500 m de roches carbonatées et clastiques de l'Éocambrien au Dévonien se prolongent vers le nord dans les plis épais du géosynclinal du Groenland septentrional. Ces roches sont considérées comme l'extension du géosynclinal franklinien de l'archipel arctique canadien (Dawes, 1976). Un petit lambeau d'érosion de brèches ordoviciennes proche de Sukkertoppen est la seule autre indication connue de roches paléozoïques dans l'ouest du Groenland (Stouge et Peel, 1979).

Bien qu'il n'existe pas sur les côtes de roches du Paléozoïque supérieur, des palynomorphes remaniés du Carbonifère ont été trouvés dans les cinq puits de la plate-forme du Groenland occidental (Rolle, 1985). Des palynomorphes du carbonifère ont été notés dans des roches carbonatées provenant des puits Gudrid H-55 et Verrazano L-77 sur la plate-forme du Labrador (Barss et al., 1979). Selon Rolle (1985), un grand bassin sédimentaire aurait existé entre le Canada et le Groenland à cette époque.

Figure 7-21. Isobathes généralisées de la surface du socle, d'après la Carte 1707A (en pochette). L'équidistance des isobathes est de 2 km.


PROFONDEUR DU SOCLE
Isobathes (définies, approximatives)
Équidistance de 2 km
Limite des sédiments du Mésozoïque-Cénozoïque, côté terre
ÎLE D'ELLESMERE
BASSIN DE JONES
ÎLE BYLOT
GRABEN DE LA BAIE MELVILLE
GROENLAND
ÎLE DE BAFFIN
BASSIN DE BAFFIN
BASSIN DE LA BAIE HOME
BASSIN DE LADY FRANKLIN
BASSIN DE SAGLEK
QUÉBEC
LABRADOR
CGC
115°
105°
95°
85°
75°
65°
55°
45°
35°
25°
15°
75°
70°
65°
60°

Roches sédimentaires du Mésozoïque-Cénozoïque

Les sédiments du Crétacé et du Tertiaire affleurent dans l'île Bylot et dans la région adjacente de l'inlet Pond, dans le nord-est de l'île de Baffin (Jackson et Davidson, 1975; Jackson et al., 1975; Miall et al., 1980; Ioannides, 1986) (fig. 7-19). La plupart des sédiments, y compris ceux de l'inlet Pond, se sont déposés dans la cuvette d'Éclipse. À l'inlet Pond, environ 3 000 m de mudstones, de grès et localement quelques minces lits de houille interstratifiés ont été inclus dans les formations de Hassel, de Kanguk et d'Eureka Sound par Miall et al. (1980). Dans la cuvette d'Éclipse, ces formations, antérieurement identifiées dans le bassin de Sverdrup, ont été datées de la façon suivante : Formation de Hassel, Albien-Cénomanien; Formation de Kanguk, Campanien-Maastrichtien; et Formation d'Eureka Sound, Paléocène-Éocène ?.

À proximité de l'inlet Pond, la Formation de Hassel se compose principalement de grès fluviatiles, accompagnés de minces lits de houille qui recouvrent en discordance des roches précambriennes. Certains estiment que la Formation de Hassel est équivalente à la Formation de Bjarni, et ont placé la discordance du Labrador à sa base (McWhae, 1981). L'âge albien-cénomanien de la Formation de Hassel suggère que cette dernière s'est déposée durant l'étape de rifting qui a ouvert la mer du Labrador et la baie de Baffin.

La Formation de Kanguk recouvre en disconformité la Formation de Hassel. La discordance d'Avalon, identifiée sur les Grands Bancs, a été placée à la limite entre les formations de Hassel et de Kanguk (McWhae, 1981). La Formation de Kanguk se compose d'un membre inférieur de mudstone et d'un membre supérieur de grès qui, combinés, ont environ 1 150 m d'épaisseur (Miall et al., 1980). Le membre de mudstone, qui est d'âge campanien-maastrichtien, s'est déposé durant une vaste transgression marine. Le membre gréseux sus-jacent représente une phase régressive et pourrait marquer la phase tectonique associée au début de la dérive continentale. La Formation de Kanguk est d'âge santonien-paléocène précoce, et la discordance de Bylot les sépare de la Formation sus-jacente d'Eureka Sound (McWhae, 1981).

Dans la cuvette d'Éclipse, la Formation d'Eureka Sound a été subdivisée en quatre membres par Miall et al. (1980) : un membre inférieur de grès marin, un membre inférieur de mudstone marin, un membre supérieur de grès non marin (unité la plus épaisse) et un membre supérieur de mudstone marin. L'épaisseur maximale de la formation est de 1 600 m dans l'île Bylot. La formation serait d'âge paléocène tardif-éocène précoce (Miall et al., 1980). Selon McWhae (1981), le sommet de la Formation d'Eureka Sound est limité par la discordance de la baie de Baffin de l'Oligocène précoce. Ceci pourrait indiquer la fin de l'expansion du fond marin dans la baie de Baffin.

Il existe dans deux secteurs de l'île de Baffin des roches sédimentaires tertiaires. Le premier secteur, à 240 km au sud de l'inlet Pond, correspond à un affleurement isolé de sédiments lacustres à margino-marins du Paléogène, qui recouvrent des roches précambriennes (Andrews et al., 1972). Le second se compose de roches sédimentaires du Paléocène qui recouvrent le Précambrien et sont recouvertes par des roches volcaniques dans une zone discontinue de 85 km par 10 km, le long de la côte, au nord-ouest du cap Dyer. Ces sédiments terrestres comprennent des grès, des shales, un peu de charbon et des conglomérats, ainsi que quelques couches tufacées (Clarke et Upton, 1971).

Dans la région de la baie de Baffin, l'autre important secteur de sédiments côtiers crétacés-tertiaires se trouve dans le bassin du Groenland occidental, entre 68°N et 72,15°N (Rosenkrantz et Pulvertaft, 1969; Henderson et al., 1976, 1981). Dans la baie de Nugssuaq, des roches clastiques du Crétacé inférieur au Paléocène inférieur recouvrent des roches précambriennes (Henderson, 1976; Rolle, 1985). La marge orientale du bassin est définie par une série de failles nord-sud avec rejet vers l'ouest. Les failles sont en partie contemporaines de la sédimentation, mais semblent précéder quelques-uns des basaltes du Tertiaire précoce. Une transition a été notée du sud-est vers le nord-ouest entre des sédiments fluviatiles et des sédiments marins, dont l'épaisseur maximale totale est de 2 000 m (Henderson et al., 1981). Les faciès identifiés étaient les suivants : 1. faciès de plaine deltaïque supérieure-faciès fluviatile (généralement Albien tardif-Cénomanien); 2. faciès de plaine deltaïque et de plaine d'inondation de défluents (généralement Cénomanien-Campanien précoce); 3. faciès de front de delta avec barres sableuses (généralement Cénomanien-Campanien précoce); 4. boues prodeltaïques (généralement Campanien tardif-Maastrichtien). Les sédiments crétacés plus anciens de la baie de Nugssuaq — type 1 de Henderon et al. (1981) — semblent lithologiquement et chronologiquement corrélables avec les formations de Hassel et de Bjarni. La discordance basale serait donc la discordance du Labrador. Toutefois, il est difficile de placer la discordance d'Avalon sans disposer de plus d'informations. Les sédiments les plus jeunes du Crétacé (types 2-4 définis par Henderson et al., 1981) sont probablement l'équivalent de la Formation de Kanguk.

Selon les hypothèses, les sédiments paléocènes seraient contemporains de la Formation d'Eureka Sound, et séparés des sédiments crétacés sous-jacents par la discordance de Bylot. Ceci est confirmé par Rosenkrantz et Pulvertaft (1969), qui ont aussi noté que les failles s'étaient développées de façon intermittente au Crétacé et au Tertiaire, avec 400 m de déplacement entre le dépôt des sédiments du Maastrichtien et du Danien. Il a aussi été noté qu'une grande discordance régionale marque la base des sédiments tertiaires qui, dans la région de Disko-Nugssuaq, forment un dépôt transgressif discordant sur les couches crétacées, vers le sud (Henderson et al., 1981).

Roches ignées du Mésozoïque-Cénozoïque

Des intrusions alcalines du Jurassique-Crétacé précoce affleurent sur la côte sud du Groenland sous forme de filons-couches de kimberlite, de dykes de lamprophyre et d'un complexe de carbonatite à proximité de Sukkertoppen (Larsen et al., 1983). Rolle (1985) a noté leur similarité d'âge avec les roches intrusives du nord-est de Terre-Neuve, qui selon lui pourraient être associées à la formation des bassins de la plate-forme du Labrador.

Des séquences volcaniques composées principalement de basaltes existent dans la région du cap Dyer, dans l'est de l'île de Baffin (Clarke et Upton, 1971), et dans la région de l'île Disko, dans l'ouest du Groenland (Clarke et Pedersen, 1976). Les dépôts de l'île de Baffin forment une étroite zone discontinue le long de la côte au nord-ouest du cap Dyer. Ils sont d'âge paléocène (Clarke et Upton, 1971). Les brèches subaquatiques, les coulées subaériennes et les couches tufacées semblent provenir d'une source située au nord-est.

Les roches volcaniques du Tertiaire inférieur de l'ouest du Groenland ont été étudiées par Rosenkrantz et Pulvertaft (1969) et Clarke et Pedersen (1976). Là, le début du volcanisme a été marqué par le dépôt de couches tufacées dans les sédiments deltaïques à marins peu profonds du Danien de la baie de Nugssuaq et de l'île Disko. Il a été suivi de la mise en place de brèches basaltiques subaquatiques et de laves en coussins, qui localement ont 600 à 700 m d'épaisseur et sembleraient avoir leur source à l'ouest. La séquence sus-jacente de basaltes néritiques subaériens, riches en olivine, contient une unité supérieure dominée par des tholéiites. Des sédiments clastiques non marins, qui contiennent des végétaux d'âge éocène (Clarke et Pedersen, 1976; Escher et Watt, 1976), forment des intercalations dans la partie supérieure de la séquence volcanique. L'empilement volcanique est recoupé par des dykes qui sont plus nombreux dans la partie inférieure de la séquence. Certains de ces dykes représentent des conduits nourriciers des laves. L'épaisseur combinée des laves est de presque 8 000 m. L'âge de la plupart des basaltes se situe entre 63 et 56 Ma (Paléocène précoce-Éocène tardif); ils ont probablement été mis en place durant les phases initiales d'ouverture de la baie de Baffin et du détroit de Davis (Parrott et Reynolds, 1975; Srivastava, 1978; Srivastava et al., 1981; Johnson et al., 1982).

GÉOLOGIE EXTRACÔTIÈRE

Les épaisseurs sédimentaires sont mal connues dans la baie de Baffin. Dans la partie nord, apparaît une variation prononcée du style structural près de l'entrée du détroit de Lancaster. Des sédiments progradants non déformés de la partie est passent vers l'ouest à des séquences fortement déformées par des structures du Paléozoïque ou du Mésozoïque précoce. Il a été suggéré que cette variation s'est produite près de la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique (Keen et al., 1974). Des roches sédimentaires, interprétées comme étant d'âge paléozoïque ou plus récent d'après les données sismiques, sont présentes dans des bassins encadrés par des failles, soit dans le détroit de Lancaster où elles atteignent 7 km d'épaisseur, dans le détroit de Jones où elles atteignent 5 km et dans le détroit de Smith où elles atteignent 5 km (Keen et al., 1974; MacLean et al., 1984). Des chercheurs estiment que le détroit de Lancaster pourrait représenter un aulacogène précambrien réactivé au Mésozoïque-Cénozoïque (Jackson et al., 1977).

Dans la baie de Melville, les données géophysiques indiquent la présence d'un profond graben de 400 km de long et de 50-75 km de large, contenant une section sédimentaire qui peut atteindre 10 km d'épaisseur (Hood et Bower, 1970, 1973; Keen et al., 1972, 1974; Ross et Henderson, 1973; Denham, 1974; Henderson, 1976). La succession comprend une mince couche de matériaux acoustiquement transparents, qui recouvrent en discordance des strates plissées et faillées (Manchester et Clarke, 1973). Des strates crétacées et tertiaires équivalentes à celles des régions côtières du Groenland occidental sont probablement représentées ici, de même que des sédiments quaternaires (Henderson, 1973; Clarke et Pedersen, 1976).

Les données de sismique-réflexion et de sismique-réfraction indiquent que dans la baie de Baffin, la puissance des sédiments est maximale au nord, où elle atteint 14 km (fig. 7-21). Elle diminue jusqu'à moins de 2 km dans le détroit de Davis. La plus grande épaisseur des sédiments au nord reflète probablement une vitesse élevée de transport sédimentaire dans le nord de la baie de Baffin, par le réseau hydrographique ancien du détroit de Lancaster qui, selon Fortier et Morley (1956) et Pelletier (1966), se serait constitué au Tertiaire. Dans la partie centrale de la moitié nord de la baie, les 2-3 km supérieurs de la séquence stratigraphique se composent de sédiments subhorizontaux, non consolidés et semi-consolidés, caractérisés par des vitesses sismiques de 1,9 à 3,2 km/s, qui recouvrent des roches sédimentaires plus dérangées, caractérisées par des vitesses sismiques de 3,9 à 4,2 km/s (Keen et Barrett, 1972; Keen et al., 1974). Le dépôt de ces dernières a peut-être eu lieu en même temps que l'expansion du fond marin, tandis que la partie supérieure non dérangée de la séquence se serait déposée après la fin de cette phase d'expansion du fond marin (Keen et al., 1974).

Précambrien

Les roches les plus anciennes de la baie de Baffin peuvent être trouvées sur les marges, là où les roches ignées et métamorphiques du Précambrien constituent fréquemment le socle à proximité immédiate de la côte. Henderson et al. (1981) et Brett et Zarudzki (1979) ont cartographié le prolongement des roches précambriennes vers le large, le long de la côte du Groenland occidental. Ces roches affleurent sur le fond marin le long d'une zone qui s'étend de 64°20'N à 68°N. Cette zone a jusqu'à 40 km de large au sud et se rétrécit jusqu'à environ 2 km au nord. La surface du socle précambrien présente un pendage régional ouest, qui dans le bassin du Groenland occidental est interrompu par la hauteur structurale de Kangamiut. Cette crête a plus de 90 km de long dans une direction nord-sud et plus de 10 km de large. Au large, dans la partie est du bassin du Groenland occidental, les terrains précambriens sont découpés en blocs faillés complexes.

Dans le socle précambrien du Groenland occidental, les orientations tectoniques générales sont nord-sud. Quelques grandes failles qui s'étendent sur plus de 100 km illustrent bien cette orientation. Cette configuration a sans doute pu régir l'orientation du rifting et de la dérive continentale dans la baie de Baffin, au Mésozoïque-Cénozoïque. Localement, des roches précambriennes peuvent aussi se présenter dans des structures apparemment liées à des failles plus loin au large, sur la plate-forme. Des roches précambriennes ont aussi été rencontrées dans les puits Kangamiut 1 (3 700 m) et Nukik 1 (2 343 m), sur la plate-forme du Groenland occidental. Les roches du socle rencontrées dans le puits Kangamiut à 3 700 m de profondeur se composent de gneiss kaolinisés probablement de l'Archéen (Rolle, 1985). Ces roches sont traversées par un dyke de métadolérite chloritisée, qui est sans doute l'équivalent des essaims de dykes du Protérozoïque précoce rencontrés à terre.

Paléozoïque

Sur les plates-formes de la baie de Baffin et du détroit de Davis, les roches dominantes du Phanérozoïque sont du Crétacé tardif et du Tertiaire. Il existe aussi des roches plus anciennes. Les roches ordoviciennes occupent une grande partie du sous-sol de la plate-forme sud-est de Baffin entre la baie Frobisher et la baie Cumberland. Ceci a été confirmé par l'échantillonnage du socle de l'Ordovicien supérieur (Caradocien) dans cinq localités (MacLean et al., 1977; MacLean et al., 1978). D'après les données de sismique-réflexion et les données magnétiques et gravimétriques, il semblerait aussi que les strates ordoviciennes se prolongent au nord jusqu'au cap Dyer. Ainsi, une carotte de roches carbonatées rubanées et de grès, prélevée au large de l'île Padloping en 1985, pourrait remonter à l'Ordovicien, mais des données paléontologiques ne sont pas encore disponibles. Dans des échantillons recueillis par dragage sur la marge continentale sud-ouest du Groenland (Johnson et al., 1975), ont été trouvés des calcaires et dolomies de l'Ordovicien moyen au Silurien. Il existe des roches ordoviciennes dans trois puits de la plate-forme du Labrador - Freydis B-87, Hopedale E-33 et Indian Harbour M-52. Les roches les plus anciennes, d'âge trémadocien-arénigien, ont été rencontrées dans les puits Hopedale E-33 et Indian Harbour M-52. Des roches ordoviciennes plus récentes, du Llanvirnien ou Caradocien, existent dans les deux puits Hopedale E-33 et Indian Harbour M-52.

Aucune roche du Paléozoïque supérieur n'a été trouvée dans la baie de Baffin, bien qu'il existe dans tous les puits forés dans le bassin du Groenland occidental et dans les puits Gudrid H-55 et Verrazano L-77, sur la plate-forme du Labrador, des palynomorphes remaniés du Carbonifère.

Crétacé

Dans la région, le socle mésozoïque le plus ancien se trouve dans la baie Cumberland, au sud du cap Dyer, où MacLean et Williams (1983) ont trouvé un shale gris sombre du Barrémien-Cénomanien. L'âge de ce shale non marin a été confirmé à la suite d'un autre échantillonnage effectué par MacLean et al. (1986a), qui ont cartographié le prolongement de ces strates. Les sédiments marins les plus anciens du Mésozoïque se situent à l'est de la baie Cumberland, où a été recueillie une carotte de grès d'âge albien-cénomanien. Les dinoflagellés indiquent une sédimentation dans un milieu marin peu profond (MacLean et Falconer, 1979).

Sur la plate-forme sud-est de Baffin, ont été identifiées en subsurface quatre crêtes structurales d'orientation générale nord-est-sud-ouest, au large de la baie Cumberland (MacLean et al., 1982). Ces crêtes se situent à l'intérieur d'une grande anomalie gravimétrique positive et, d'après l'étude d'échantillons et de données géophysiques, sembleraient composées à la fois de roches volcaniques et de roches sédimentaires. La mise en place de ces structures n'a pris fin qu'après l'Éocène précoce, et ultérieurement, la région a été nivelée par l'érosion. L'origine des crêtes remonte probablement à la formation de dykes massifs durant la phase de volcanisme. L'orientation des crêtes concorde avec le grain structural prédominant, et résulte probablement d'un mouvement de translation entre la plaque du Groenland et la plaque nord-américaine.

Il existe peut-être des roches sédimentaires plus anciennes que le Crétacé supérieur sur la plate-forme nord-est de Baffin, entre les cuvettes de Scott et de Buchan. À ces endroits, les mesures de sismique-réfraction indiquent l'existence d'une dépression structurale contenant environ 4 km de roches caractérisées par des vitesses sismiques de 2,40 et 4,35 km/s (Jackson et al., 1977). Des vitesses de cet ordre sont généralement associées à la présence de roches sédimentaires. Une vitesse de 5,25 km/s notée dans des roches plus profondes et situées plus au large est moins concluante, car elle se rapproche à la fois des vitesses caractérisant les roches métamorphiques précambriennes et de celles caractérisant les roches carbonatées paléozoïques (MacLean et al., 1977; Jackson et al., 1979).

Dans la région, la stratigraphie extracôtière la plus complète de séquences du Crétacé supérieur et du Tertiaire a été établie par Rolle (1985). Celui-ci a défini plusieurs unités lithostratigraphiques formelles, en fonction des sections traversées par les puits d'exploration forés sur la plate-forme du Groenland occidental.

Les roches marines les plus anciennes rencontrées étaient des grès et mudstones interstratifiés du Campanien, appelés « Formation de Narssarmiut » (Rolle, 1985). Le stratotype se situe entre 3 700 et 3 674 m de profondeur dans le puits Kangamiut 1. La formation repose sur le socle précambrien et est recouverte en discordance par la Formation d'Ikermiut. Cette discordance est la discordance de Bylot définie par McWhae (1981). La Formation de Narssarmiut est sans doute l'équivalent du Membre de Freydis de la Formation de Cartwright, qui apparaît dans la subsurface de la plate-forme du Labrador (Rolle, 1985). Il existe des roches d'âge équivalent sur le côté ouest de la baie de Baffin, sur la plate-forme nord-est de Baffin (fig. 7-22, 7-23, 7-24). Les échantillons prélevés par des carottages peu profonds dans la cuvette de Buchan se composent de siltstones semi-consolidés, gris sombre et calcaires, qui localement passent progressivement à des mudstones silteux et contiennent en abondance de la glauconie et un peu de sidérite. Les associations de dinoflagellés contenues (fig. 7-25) indiquent un âge campanien et ressemblent fortement aux associations trouvées dans d'autres régions de l'Arctique, en particulier l'île Bylot, l'île Graham et le Groenland occidental (MacLean et Williams, 1980; MacLean et al., 1981).

Des échantillons prélevés dans deux localités distantes de 24 km l'une de l'autre, dans la baie Home, contenaient des matériaux allant de mudstones silteux à des grès argileux semi-consolidés. Les strates présentes dans la partie nord de cette baie contiennent en abondance des dinoflagellés qui présentent des affinités avec les associations de l'île Bylot datées du Campanien (G.L. Williams, communication personnelle, 1983). Les échantillons prélevés dans la partie sud de la baie sont peut-être du même âge (MacLean et Williams, 1983). Les mudstones sont riches en matière organique, avec des concentrations élevées d'amorphogène, et pourraient bien constituer une roche mère. C'est également le cas de la Formation de Narssarmiut, dont les mudstones sont considérés contemporains.

Les roches campaniennes de la cuvette de Buchan et de la baie Home se sont déposées dans un milieu marin peu profond, probablement néritique. Localement, ces roches sont plissées et faillées.

Des roches du sommet du Crétacé sont peut-être présentes au puits Gjoa G-37 dans le nord de la mer du Labrador. Un âge maastrichtien a été attribué à quelques mètres de shales se trouvant à cet endroit (Klose et al., 1982);

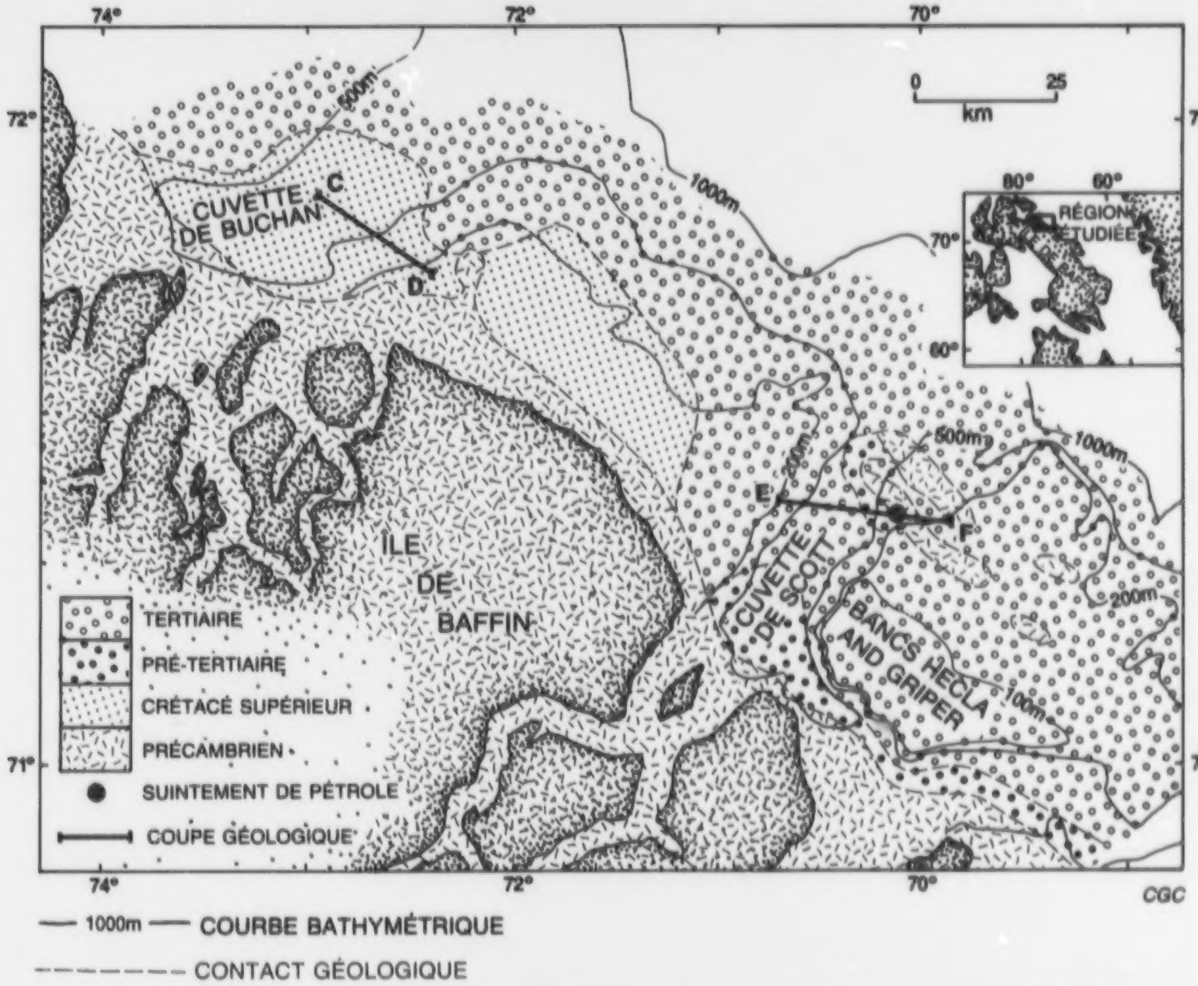


Figure 7-22. Carte géologique de la plate-forme nord-est de Baffin dans la région de l'inlet Scott et du golfe de Buchan. Les suintements de pétrole sous-marins de l'inlet Scott se situent près de la marge sud de la cuvette sous-marine de Scott, à 40 km au large des côtes (adapté de MacLean et al., 1981).

ceux-ci ont été provisoirement inclus dans la Formation de Markland par Balkwill et McMillan (partie 1 du présent chapitre).

Paléogène

Les séquences sédimentaires les plus anciennes du Tertiaire sont d'âge paléocène, d'après l'étude du bassin du Groenland occidental. Un cadre de référence lithostratigraphique et biostratigraphique a été établi par Rolle (1985) pour la portion extracôtière du bassin de Groenland occidental, d'après une étude lithologique des échantillons et des associations de palynomorphes recueillis dans des puits d'exploration du sud de la baie de Baffin et du nord de la mer du Labrador (indication d'emplacement à la fig. 7-18). Cette unité a été nommée « Formation d'Ikermiut » et l'intervalle de 3 619 à 1 534 m du puits Ikermiut No. 1 a été désigné comme stratotype (Rolle, 1985). Cette formation est également présente dans le puits Kangamiut 1 où elle atteint 149 m d'épaisseur et dans le puits Nukik 2, où elle atteint 193 m d'épaisseur. La Formation d'Ikermiut se compose de mudstones carbonés, accompagnés de quelques minces lits de siltstones et de grès. Dans le puits Nukik 2, des fragments volcaniques sont fréquents.

Dans le stratotype, la Formation d'Ikermiut date du Campanien à l'Éocène moyen (Rolle, 1985). Là où elle repose directement sur le socle, comme aux puits Kangamiut 1 et Nukik 2, elle est d'âge paléocène-éocène précoce et paléocène respectivement. Cette formation a été corrélée avec les formations de Markland et de Cartwright (fig. 7-25) présentes sur la plate-forme du Labrador (Rolle, 1985).

La Formation d'Hellefisk semble contemporaine de la Formation d'Ikermiut. Le stratotype et la seule occurrence connue de la Formation d'Hellefisk est l'intervalle de 2 507 à 1 890 m du puits Hellefisk 1. La formation se compose principalement de mudstone silteux et d'intercalations de grès calcaire. À son sommet, existent de minces lits de houille et du lignite.

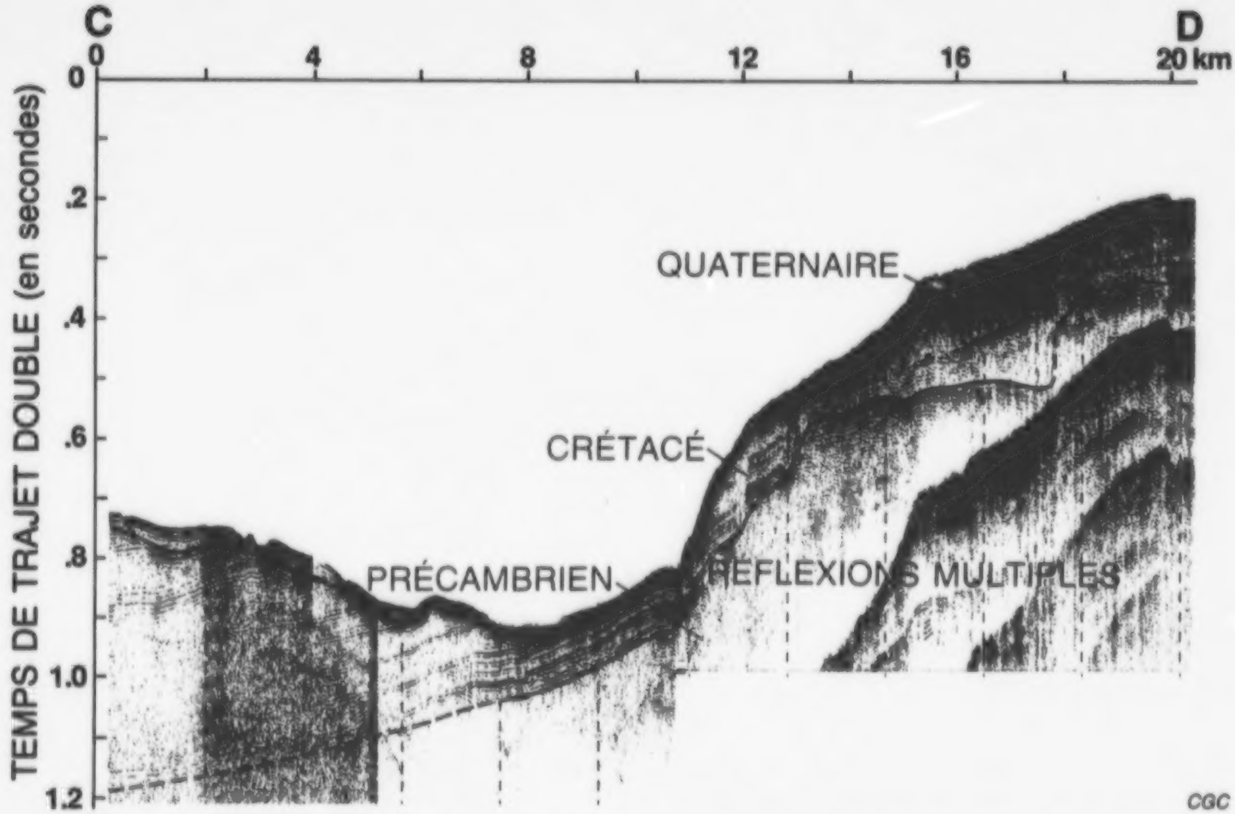


Figure 7-23. Coupe C-D (voir la position à la figure 7-22), montrant les strates du Crétacé supérieur, de pendage nord-ouest, et les roches du socle sous-jacent au golfe de Buchan (d'après MacLean et al., 1981).

La Formation d'Hellefisk recouvre un basalte et passe vers le haut à la Formation de Kangamiut. Selon Rolle (1985), elle est d'âge paléocène tardif à éocène moyen. La Formation d'Hellefisk peut être corrélée avec la Formation d'Eureka Sound de l'île Bylot.

La Formation d'Ikermiut passe vers le haut à la Formation de Nukik, dont le stratotype correspond à l'intervalle de 2 350 à 2 078 m du puits Nukik 2. La Formation de Nukik est aussi présente dans le puits Nukik 1, où elle atteint environ 200 m d'épaisseur, et dans le puits Kangamiut 1, où elle atteint 65 m d'épaisseur (2 625-2 560 m). Elle s'étend probablement dans la majeure partie de l'est du bassin, et elle en est absente au nord-ouest (Rolle, 1985). La Formation de Nukik se compose de lits alternés de grès et mudstone turbiditiques, à séquences positives. De la glauconie et du lignite sont localement présents. Vers le sommet, il peut y avoir un shale et des grès glauconitiques massifs. La Formation de Nukik est d'âge éocène précoce à tardif vers l'est, et d'âge éocène tardif à l'ouest. Rolle considère comme des équivalents la Formation de Nukik et la Formation de Gudrid présentes sur la plate-forme du Labrador.

L'unité paléogène la plus récente du bassin du Groenland occidental est la Formation de Kangamiut. Le stratotype est l'intervalle de 2 560 à 1 555 m du puits Kangamiut 1. Les coupes de référence sont Hellefisk 1 (1 890-1 077 m); Ikermiut 1 (1 534-1 160 m); et Nukik 2 (2 073-1 454 m). Par conséquent, les épaisseurs varient

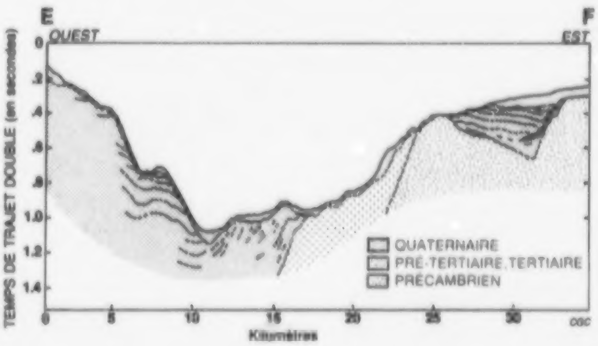
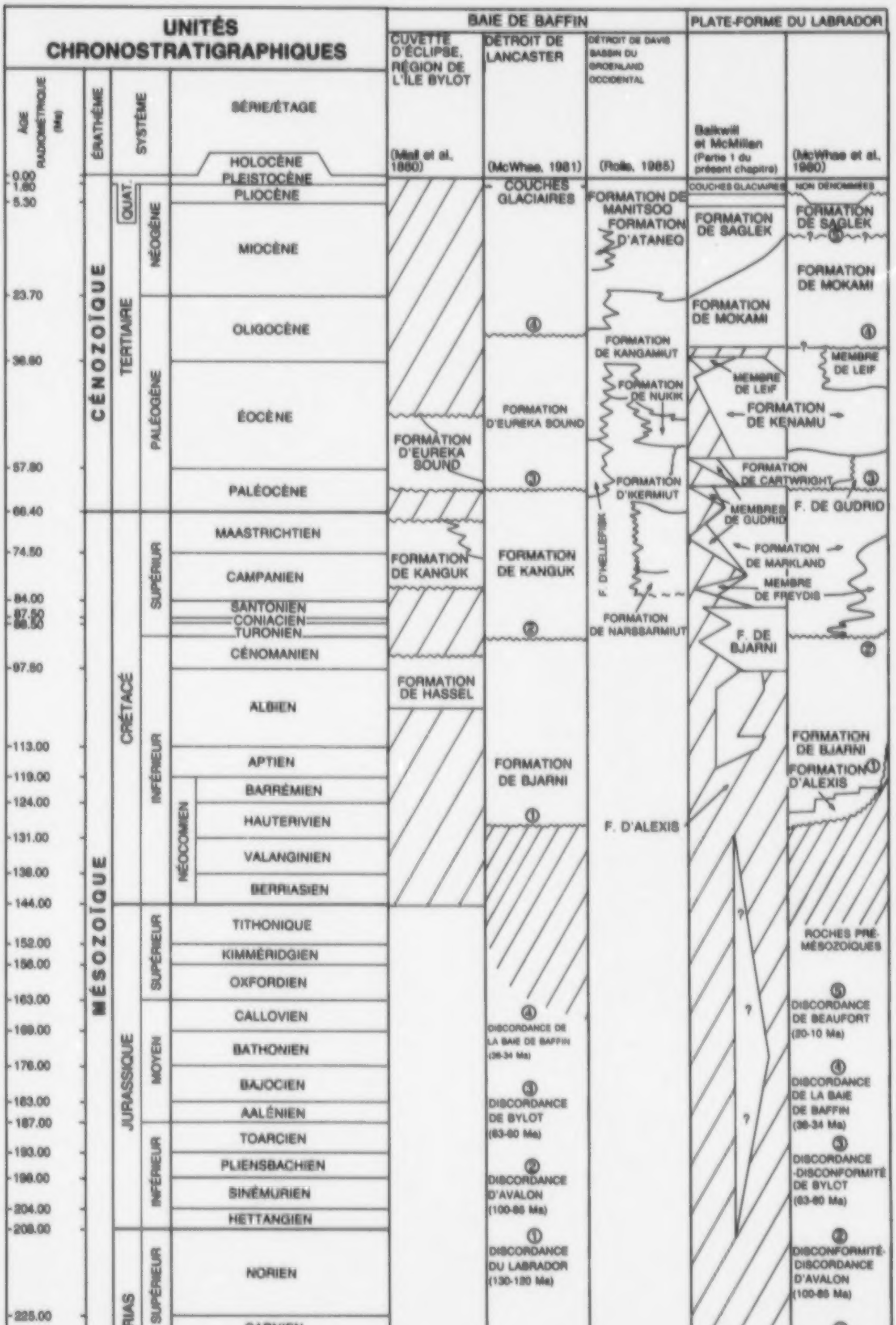


Figure 7-24. Coupe E-F à travers la partie externe de la cuvette de Scott, à proximité du suintement de pétrole sous-marin, situé à une distance de 20 à 25 km le long de la coupe (voir la position de la coupe à la figure 7-22). Le suintement est apparemment produit par la migration en amont-pendage des hydrocarbures dans les strates bordant la hauteur du socle, ou le long du contact avec ces roches (modifié d'après MacLean et al., 1981; Grant et al., 1986).

Figure 7-25. Tableau de corrélation stratigraphique de la cuvette d'Éclipse, du détroit de Lancaster, du détroit de Davis et de la plate-forme du Labrador.


UNITÉS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES
ÂGE RADIOMÉTRIQUE (Ma)
ÉRATHÈME
SYSTÈME
SÉRIE/ÉTAGE
BAIE DE BAFFIN
PLATE-FORME DU LABRADOR
CUVETTE D'ÉCLIPSE, RÉGION DE L'ÎLE BYLOT
DÉTROIT DE LANCASTER
DÉTROIT DE DAVIS BASSIN DU GROENLAND OCCIDENTAL
(Miall et al. 1980)
(McWhae, 1981)
(Rolle, 1985)
Balkwill et McMillan (Partie 1 du présent chapitre)
(McWhae et al. 1980)
CÉNOZOÏQUE
MÉSOZOÏQUE
QUAT.
TERTIAIRE
NÉOGÈNE
PALÉOGÈNE
CRÉTACÉ
SUPÉRIEUR
INFÉRIEUR
NÉOCOMIEN
JURASSIQUE
MOYEN
TRIAS
HOLOCÈNE
PLEISTOCÈNE
PLIOCÈNE
MIOCÈNE
OLIGOCÈNE
ÉOCÈNE
PALÉOCÈNE
MAASTRICHTIEN
CAMPANIEN
SANTONIEN
CONIACIEN
TURONIEN
CÉNOMANIEN
ALBIEN
APTIEN
BARRÉMIEN
HAUTERIVIEN
VALANGINIEN
BERRIASIEN
TITHONIQUE
KIMMÉRIDGIEN
OXFORDIEN
CALLOVIEN
BATHONIEN
BAJOCIEN
AALÉNIEN
TOARCIEN
PLIENSBACHIEN
SINÉMURIEN
HETTANGIEN
NORIEN
CARNIEN
LADINIEN
ANISIEN
0.00
1.80
5.30
23.70
36.60
57.80
66.40
74.50
84.00
87.50
88.50
97.50
113.00
119.00
124.00
131.00
138.00
144.00
152.00
156.00
163.00
169.00
176.00
183.00
187.00
193.00
198.00
204.00
208.00
225.00
230.00
235.00
FORMATION D'EUREKA SOUND
FORMATION DE KANGUK
FORMATION DE HASSEL
COUCHES GLACIAIRES
FORMATION D'EUREKA SOUND
FORMATION DE KANGUK
FORMATION DE BJARNI
FORMATION DE MANITSOQ
FORMATION D'ATANEQ
FORMATION DE KANGAMIUT
FORMATION DE NUKIK
FORMATION D'IKERMIUT
F. D'HELLEFISK
FORMATION DE NARSSARMIUT
F. D'ALEXIS
COUCHES GLACIAIRES
FORMATION DE SAGLEK
FORMATION DE MOKAMI
MEMBRE DE LEIF
FORMATION DE KENAMU
FORMATION DE CARTWRIGHT
MEMBRES DE GUDRID
FORMATION DE MARKLAND
MEMBRE DE FREYDIS
F. DE BJARNI
NON DÉNOMMÉES
FORMATION DE SAGLEK
FORMATION DE MOKAMI
MEMBRE DE LEIF
F. DE GUDRID
FORMATION DE BJARNI
FORMATION D'ALEXIS
ROCHES PRÉ-MÉSOZOÏQUES
⑤ DISCORDANCE DE BEAUFORT (20-10 Ma)
④ DISCORDANCE DE LA BAIE DE BAFFIN (36-34 Ma)
③ DISCORDANCE-DISCONFORMITÉ DE BYLOT (63-60 Ma)
② DISCONFORMITÉ-DISCORDANCE D'AVALON (100-85 Ma)
① DISCORDANCE DU LABRADOR (130-120 Ma)
④ DISCORDANCE DE LA BAIE DE BAFFIN (36-34 Ma)
③ DISCORDANCE DE BYLOT (63-60 Ma)
② DISCORDANCE D'AVALON (100-85 Ma)
① DISCORDANCE DU LABRADOR (130-120 Ma)
CGC

entre 374 et 1 005 m. La Formation de Kangamiut se compose de grès de plate-forme accompagnés de couches moins importantes de siltstone et de mudstone. Sur l'ensemble de la formation, sont présents du lignite, de la glauconie, de la pyrite et des fragments de coquilles. Cette formation date de l'Éocène moyen ou tardif à l'Oligocène.

Il existe aussi des roches du Tertiaire inférieur sur les plates-formes nord-est et sud-est de Baffin. Sur la plate-forme nord-est de Baffin, des roches de l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur ont été recueillies par dragage. Il semble que les échantillons soient constitués de matériel du socle affleurant dans la partie inférieure de la paroi sud de la cuvette de Scott à une profondeur d'eau d'environ 650 m. Les roches sont des concrétions calcaires de couleur gris sombre, silteuses et sableuses, et des grès calcaires contenant des restes de végétaux. La sédimentation a probablement eu lieu dans un milieu marin littoral, peu profond (MacLean et al., 1981). Ces roches peuvent être corrélées avec la Formation de Kangamiut.

Lorsque observées sur des profils de sismique-réflexion monocanal, les strates tertiaires de la plate-forme nord-est de Baffin sont généralement subhorizontales ou légèrement inclinées vers l'est, et légèrement plissées et faillées.

Sur la plate-forme sud-est de Baffin, ont été recueillies des carottes de roches du Paléocène supérieur-Éocène inférieur (MacLean et al., 1982). Deux carottes recueillies au large de la baie Cumberland sont d'âge éocène précoce et paléocène tardif-éocène précoce respectivement, d'après l'étude des associations de palynomorphes qu'elles contiennent. La première se compose d'un siltstone calcaire; la seconde, d'un mudstone gris foncé à noir, silteux, qui contient du gaz. Ces roches semblent être l'équivalent de la Formation d'Eureka Sound de l'île Bylot.

Dans les puits Hekja A-72 et Gjoa G-37 de la partie nord de la mer du Labrador, existent des roches du Paléogène. Au puits Hekja A-72, les roches volcaniques paléocènes sont recouvertes par des shales de couleur gris sombre du Paléocène, et par des mudstones et shales de l'Éocène-Oligocène accompagnés de quelques minces lits silteux et d'un peu de charbon. Cet intervalle, qui atteint 2 858 m d'épaisseur au maximum, a été placé dans la Formation de Cartwright par Balkwill et McMillan (dans la partie 1 du présent chapitre). Le sommet des roches du Danien se situe à 3 530 m de profondeur.

Dans le puits Hekja, le sommet du Paléocène est indiqué par un sable, qui s'étend entre 3 210 et 3 286 m de profondeur. Ce sable est le réservoir du gaz humide (Klose et al., 1982). Le sable est inclus dans le membre intermédiaire de Gudrid de la Formation de Cartwright, et nous permet une description détaillée de la lithologie de ce membre au puits Hekja (Balkwill et McMillan, dans la partie 1 du présent chapitre). La base du membre intermédiaire de Gudrid est placée à environ 3 515 m. Le membre se compose de grès faiblement triés, de granulométrie fine à grossière, et charbonneux. Les hautes terres précambriennes de l'île de Baffin ont été identifiées comme la région source des sédiments (Balkwill et McMillan, dans la partie 1 du présent chapitre).

Selon Balkwill et McMillan (dans la partie 1 du présent chapitre), la Formation de Cartwright existe aussi entre 2 337 et 3 877 m dans le puits Gjoa G-37. Cet intervalle est sans doute aussi l'équivalent de la Formation d'Ikermiut, située dans le bassin du Groenland occidental.

La Formation de Cartwright est recouverte par la Formation de Kenamu sur la plate-forme du Labrador. La Formation de Kenamu, qui est d'âge éocène, est présente dans les puits Gjoa G-37 et Hekja A-72. Au puits Hekja, la Formation de Kenamu a 850 m d'épaisseur, s'étend entre 2 580 et 1 730 m de profondeur et contient de minces intercalations de charbon. Selon Balkwill et McMillan (dans la partie 1 du présent chapitre), au puits Gjoa, la surface supérieure de la Formation de Kenamu correspond au sommet d'une séquence négative. Cette unité est peut-être tronquée par une discordance, soit la discordance de la baie de Baffin telle que définie par McWhae (1981).

Néogène

Des sédiments du Néogène couvrent sans doute une grande étendue de la subsurface du fond marin de la baie de Baffin. Ils sont présents dans le bassin du Groenland occidental, où deux formations ont été identifiées, la « Formation de Manitsoq » et la « Formation d'Ataneq » (Rolle, 1985). Le stratotype de la Formation de Manitsoq est l'intervalle de 1 555 à 500 m dans le puits Kangamiut 1. Les coupes de référence se trouvent dans les puits Hellefisk 1 (1 077-779 m) et Nukik 1 (1 507-457 m). La formation est une séquence négative, constituée de grès paraliques et de grès de cônes deltaïques; les intercalations de mudstones sont fréquentes dans sa partie inférieure. La Formation de Manitsoq est d'âge miocène, mais dans le puits Hellefisk 1, on rencontre des palynomorphes peut-être d'âge oligocène (Rolle, 1985). La formation recouvre en concordance la Formation de Kangamiut et est elle-même recouverte par la Formation d'Ataneq ou par une argile à blocaux. Rolle (1985) a corrélé la Formation de Manitsoq avec la Formation de Saglek située sur la plate-forme du Labrador.

L'unité la plus récente dénommée par Rolle (1985) est la Formation d'Ataneq. Le stratotype se trouve de 779 à 448 m dans le puits Hellefisk 1. La Formation d'Ataneq se compose de sable à grain fin, de siltstone et de mudstone interstratifiés, et parfois de sable à grain grossier et de mudstone carboné. Les roches montrent des cycles positifs. Leur âge, selon Rolle, est miocène-pléistocène.

Une tranche comparable de sédiments du Miocène inférieur à l'Holocène a été forée sur le site 645 du Programme de forage des océans sur la partie inférieure du talus continental, au large de la partie sud de l'île de Baffin (Srivastava et al., sous presse). Le sondage, réalisé dans une profondeur d'eau de 2 000 m, a abouti dans des sédiments de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur à une profondeur de 1 147 m. La séquence sédimentaire relevée par le sondage est dominée par des grès boueux et argilites, à l'exception des intervalles de 75 à 225 m et de 770 à 900 m, dans lesquels les argilites silteuses et les siltstones argileux sont plus abondants. Il existe de nombreuses pierres de délestage dans les 330 m supérieurs de la séquence. Leur composition est très variable : ils peuvent être granitiques ou gneissiques, et les calcaires d'eau peu profonde ou les clastes carbonatés micritiques sont particulièrement fréquents; mais un grès friable, un shale et des galets de basalte sont aussi présents. Toute la séquence a un caractère terrigène prononcé. Ceci est également évident d'après la teneur relativement élevée en matière organique d'origine continentale dans la section forée; la teneur moyenne en matière organique est d'environ 0,8 %. Cette matière

organique est principalement d'origine continentale au-dessus de 460 m, et constituée d'un mélange de matériel continental et marin au-dessous de 460 m.

Sur le site 645, la datation de la séquence toute entière est difficile, en raison de la rareté des microfossiles siliceux et calcaires, excepté dans les parties les plus hautes et les plus basses de la séquence. Dans la majeure partie de cette séquence, n'existent que des microfossiles à parois organiques. La datation est principalement basée sur l'étude de dinokystes et de foraminifères benthiques, et dans une moindre mesure sur l'étude de nannofossiles et de diatomées. On a aussi employé exhaustivement la stratigraphie magnétique. D'après l'examen du matériel recueilli dans des carottes venant de ce sondage, la séquence a été subdivisée en trois grandes unités (Srivastava et al., sous presse). Ces unités sont :

unité Ia (Pléistocène tardif à Holocène) — lits alternés de sable boueux calcaire et de boue silteuse, avec pierres de délestage éparses, pouvant atteindre la taille d'un galet;

unité Ib (Pléistocène précoce à tardif) — lits alternés d'argile silteuse calcaire ou de boue silteuse, avec des pierres de délestage pouvant atteindre la dimension d'un galet;

unité II (Pliocène tardif à Pléistocène précoce) — boue silteuse non calcaire, silt argileux et argile silteuse avec pierres de délestage pouvant atteindre la dimension d'un galet. Cette unité contient aussi des sulfures de fer épars;

unité IIIa (Miocène moyen à Pliocène tardif) — sable boueux faiblement trié et boue silteuse contenant du sable, avec galets épars, principalement constitués de shale dans des lits plus grossiers;

unité IIIb (Miocène moyen) — grès boueux et mudstones silteux, interstratifiés avec des argilites silteuses calcaires bien laminées;

unité IIIc (Miocène précoce à moyen) — grès boueux de granulométrie fine à moyenne et mudstones silteux. Les grès contiennent parfois de la glauconite.

Une sédimentation rythmique prédomine dans les unités II et I, où une argile silteuse interstratifiée de couleur gris sombre à gris olive est suivie de sables boueux calcaires de couleur brûnatre à grisâtre clair, d'argile silteuse ou de boue (Srivastava et al., sous presse). Les contacts entre les unités sont nets, et la bioturbation est mineure. Ces cycles rythmiques correspondent à des cycles glaciaires et interglaciaires, où les intervalles de couleur claire correspondent aux cycles interglaciaires, étant donné qu'ils contiennent des débris plus grossiers, dont de roches carbonatées. Les cailloux et galets qui ont été transportés par les glaces sont distribués au hasard dans les deux types de roches. Chaque cycle a environ 1 m d'épaisseur, ce qui équivaut à 8 ka si le taux moyen de sédimentation a été de 130 m/Ma à cet emplacement, sur les 470 m supérieurs. Cette période est beaucoup plus courte que celle de 41 ka estimée d'après la stratigraphie basée sur l'étude des isotopes de l'oxygène, effectuée à partir d'échantillons prélevés à faible profondeur avec des carottiers à piston dans la baie de Baffin (Aksu, 1983). La raison de cette différence sera peut-être connue, une fois complétée l'étude détaillée, par analyse des isotopes de l'oxygène, des matériaux prélevés sur le site 645 du Programme de forage des océans. Les résultats préliminaires obtenus sur le site 645 indiquent sans ambiguïté que sur les marges de la baie de Baffin, la rythmicité glaciaire s'est déroulée dans un intervalle de temps beaucoup plus court que prévu.

Dans la baie de Baffin, une importante phase de transport par radeaux de glace, dont le début se manifeste par la première apparition abondante de pierres de délestage et d'autres débris grossiers, a commencé à une époque aussi lointaine que 2,5 Ma (340 m) et peut-être même 3,4 Ma (465 m). Dans cette région, le début de l'importante activité glaciaire a donc précédé les indices d'un transport de matériaux par radeaux de glace dans l'Atlantique Nord d'au moins 1 Ma. Cependant, la présence sporadique de galets et granules dans des strates aussi anciennes que le Miocène tardif (605 m) indique peut-être la présence de glace de mer, au moins saisonnière, dans la baie de Baffin à une date aussi récente que 8 Ma (Srivastava et al., sous presse).

Par corrélation des données de sismique-réflexion avec les textures et structures observées dans le matériau recueilli par carottage sur le site 645 du Programme de forage des océans, deux grandes discordances ont été identifiées (Srivastava et al., sous presse). La plus ancienne se trouve à la limite entre le Miocène précoce et le Miocène moyen, la plus récente à la limite entre le Pliocène précoce et le Pliocène tardif, et coïncide avec le début de l'activité glaciaire dans la région de la baie de Baffin. Les strates recouvrant la discordance entre le Miocène précoce et le Miocène moyen incluent la majeure partie du matériel de l'unité IIIb et présentent des caractéristiques bien évidentes, suggérant une influence prononcée mais variable de courants profonds durant la sédimentation. Ceci indique un écoulement des eaux arctiques dirigé vers le sud, traversant le détroit de Davis et aboutissant dans la mer du Labrador, dès le Miocène moyen.

Il existe d'autres indices de la présence de sédiments néogènes sur la plate-forme sud-est de Baffin. Les shales marins basaux du membre inférieur de la Formation de Mokami recouvrent en disconformité la Formation de Kenamu sur la plate-forme sud-est de Baffin (Balkwill et McMillan, dans la partie 1 du présent chapitre). Le membre inférieur de la Formation de Mokami, probablement d'âge oligocène, est recouvert par le membre supérieur de la Formation de Mokami, qui est partiellement d'âge miocène. La majeure partie des portions internes et médianes de la plate-forme sud-est de Baffin émergeaient à l'Oligocène moyen à tardif (Balkwill et McMillan, dans la partie 1 du présent chapitre). À cette époque, des boues non marines et de la tourbe se sont accumulées dans les bassins lacustres d'interfluve.

La Formation de Saglek (Oligocène tardif-Pliocène) couvre peut-être une grande partie du fond marin de la plate-forme sud-est de Baffin. Cette formation se compose de roches clastiques de granulométrie fine à grossière, et de quelques fragments de lignite et coquilles brisées de pélécypodes. Des séquences sédimentaires d'âge quaternaire la recouvrent le long de la plate-forme sud-est de Baffin.

Roches ignées

Comme indiqué plus haut, des éruptions volcaniques subaériennes et subaquatiques ont eu lieu au Tertiaire précoce sur la terre ferme, dans la région du cap Dyer située dans l'est de l'île de Baffin et dans la région de l'île Disko et de Svartenhuk située dans l'ouest du Groenland. Il existe

aussi de grandes étendues de roches volcaniques au large, sur des portions des plates-formes continentales respectives (fig. 7-19). Ces dépôts sont considérés comme le résultat d'épanchements le long de fractures formées au cours de la séparation du Groenland et de l'Amérique du Nord.

Johnson et al. (1982) ont examiné la distribution des roches volcaniques dans le sud de la baie de Baffin et dans le détroit de Davis. Sur la plate-forme sud-est de Baffin, ont été recueillies des roches volcaniques dans des trous de sondage peu profonds, et la surface qu'elles couvrent a été cartographiée par MacLean et al. (1978, 1982) et MacLean et Falconer (1979). Malheureusement, les basaltes étaient trop fortement altérés pour permettre une datation fiable. Des carottes ont aussi été prélevées dans les basaltes de la hauteur du détroit de Davis. Cette hauteur structurale qui est située au milieu du détroit, suit la même orientation générale que les crêtes structurales de subsurface de la plate-forme sud-est de Baffin, telles que décrites par MacLean et al. (1982) et Srivastava et al. (1982).

Des roches volcaniques sont aussi présentes dans les puits Hekja A-72 et Gjoa G-37 dans le nord de la mer du Labrador (Klose et al., 1982; Balkwill et McMillan, partie 1 du présent chapitre). Dans le puits Hekja, qui a été foré jusqu'à une profondeur de 4 566 m, les 1 021 m inférieurs se composent de tholéiites à olivine interstratifiées avec des shales et la partie supérieure se compose de calcaire et de dolomie. Dans cet intervalle, les palynomorphes sont d'âge paléocène. Les âges radiométriques des roches volcaniques, estimés par la méthode K/Ar, sont de 119 Ma et 105 Ma (Klose et al., 1982). L'âge reconnu des roches volcaniques est le Crétacé précoce (Balkwill et McMillan, partie 1 du présent chapitre). Ceci pourrait être incorrect, puisque l'altération des roches volcaniques peut affecter la fiabilité des datations.

Au puits Gjoa G-37, existent deux séquences basaltiques. La séquence supérieure a été datée (K/Ar) à 56 ± 3 Ma, soit au Paléocène tardif-Éocène précoce. Ceci concorde avec l'âge de la plupart des roches volcaniques rencontrées ailleurs dans la baie de Baffin. Cependant, il semble que des accumulations volcaniques d'âges divers soient représentées aux puits Gjoa G-37 et Hekja A-72. Dans ces puits, d'épaisses successions basaltiques du Crétacé supérieur et du Paléocène recouvrent des coulées basaltiques du Crétacé précoce. Ceci est confirmé par la présence de plusieurs réflecteurs proéminents situés entre le socle et la discordance du Miocène moyen, sur la plate-forme sud-est de Baffin. Ceux-ci ont été interprétés comme des coulées basaltiques d'âge crétacé tardif à paléocène (Srivastava et al., 1981).

Des anomalies magnétiques de haute fréquence, situées directement au nord-est du puits Hekja et d'autres régions de la plate-forme sud-est de Baffin, suivent l'anomalie gravimétrique positive allongée. Comme l'indiquent des sondages effectués au nord (MacLean et al., 1978, 1982), ces anomalies magnétiques positives indiquent des régions au sous-sol volcanique, principalement basaltique.

Au large, les dépôts les plus vastes de roches volcaniques se trouvent dans le bassin du Groenland occidental. Des basaltes subaériens ont été trouvés dans des échantillons ramenés par dragage, et leur superficie a été relevée d'après des profils de sismique-réflexion et des profils d'anomalies magnétiques. Ces dépôts se situent au large par rapport aux affleurements côtiers des régions de Svartenhuk, Holvo et Disko, et s'étendent sur 135 km au sud (Ross et Henderson, 1973; Denham, 1974; Clarke, 1975; Clarke et Pederson, 1976; Brett et Zarudzki, 1979).

La présence de basaltes in situ, au large des côtes, a été confirmée par l'étude des puits Hellefisk 1 et Nukik 2. Les 140 m inférieurs du puits Nukik 2 sont des coulées basaltiques subaquatiques qui alternent avec des hyaloclastites, et recouvrent une dolérite à olivine tholéiitique (Rolle, 1985). La société Mobil Oil a daté (Ar/Ar) la dolérite à 93,4 ± 4,7 Ma, tandis que Hald et Larsen (Rolle, 1985) l'ont datée (K/Ar) à 62 ± 7 et 68 ± 7 Ma. L'âge paléocène précoce est considéré comme le plus fiable (Rolle, 1985).

Dans le puits Hellefisk 1, les 694 m les plus profonds se composent de coulées basaltiques subaériennes de 3 à 50 m d'épaisseur. Ces basaltes ont été datés (K/Ar) à 63,3 ± 12,6, 54 ± 5,4 et 53,1 ± 5,3 Ma (Rolle, 1985). Ceci indiquerait un âge paléocène tardif à éocène précoce, bien que Rolle ait mentionné un âge paléocène tardif.

La représentation graphique des venues de basaltes du Paléocène suggère qu'il existe une vaste ceinture de roches volcaniques de direction générale nord-est-sud-ouest entre l'île Disko et l'est de la baie Frobisher. Ceci comprendrait la totalité de la hauteur du détroit de Davis. Si Johnson et al. (1982) ne font pas erreur, cette zone s'étend aussi vers le sud, englobant ainsi la majeure partie de la portion centrale de la mer du Labrador septentrionale. La limite méridionale est peut-être marquée par la zone de fracture de Cartwright.

Des échantillons de basaltes recueillis par dragage ont été aussi prélevés sur la plate-forme et le talus continentaux au large de la partie sud-ouest du Groenland (Johnson et al., 1982). Certains de ces échantillons ont été datés au Jurassique, mais d'autres semblent être d'âge tertiaire.

Clarke (1970) a été le premier à comprendre que les basaltes tertiaires de la baie de Baffin appartiennent à une seule province pétrologique. Des études ultérieures des puits extracôtiers ont confirmé ce détail (Johnson et al., 1982).

ÉVOLUTION

La baie de Baffin est le prolongement nord-ouest de l'océan Atlantique et de la mer du Labrador, et son évolution est apparentée à celle de ces régions. L'ouverture de l'Atlantique Nord au Jurassique (Keen et al., Chapitre 2; Wade et MacLean, Chapitre 5) a engendré une légère activité tectonique et un faible volcanisme dans la région de la baie de Baffin (Rolle, 1985).

L'étirement de la croûte, la formation de blocs faillés et la fracturation de la croûte entre le Groenland et l'Amérique du Nord ont commencé à se produire au Crétacé précoce (Srivastava, 1978). C'est ainsi que s'est formé un graben dans les régions de la mer du Labrador et de la baie de Baffin. Dans la baie de Baffin, des roches clastiques continentales à marines, du Crétacé inférieur, se sont déposées en discordance (discordance du Labrador) sur les roches précambriennes et peut-être paléozoïques. Les roches clastiques du Crétacé inférieur sont recouvertes en discordance par des sédiments marins du Crétacé supérieur, qui sont contemporains des sédiments marins de la mer du Labrador.

L'expansion active du fond marin s'est déplacée du sud au nord (Wade et MacLean, Chapitre 5). Dans le sud de la mer du Labrador, l'expansion des fonds marins a commencé

au Campanien (anomalie 34), mais dans la partie nord de la mer du Labrador, a débuté au Maastrichtien (anomalie 31). On estime que durant cette phase, la croûte continentale de la baie de Baffin s'est amincie et étirée, mais qu'aucune croûte océanique ne s'est formée. L'ouverture initiale survenue dans la baie de Baffin s'est effectuée autour d'un pôle de rotation situé dans le nord de cette baie au Paléocène (anomalie 25; Rice et Shade, 1982).

La principale phase d'expansion du fond marin dans la baie de Baffin a eu lieu au Tertiaire précoce (fig. 7-26). Elle coïncidait avec l'expansion active du fond marin dans la mer de Norvège. La rotation s'est effectuée autour d'un pôle situé dans la baie d'Hudson, et une croûte océanique s'est formée sur une largeur de 130 km dans la baie de Baffin (Srivastava et Tap, 1986; Rice et Shade, 1982). Elle a été accompagnée d'une distension de la lithosphère qui a favorisé la formation de grabens dans les régions du détroit d'Hudson, dans la baie Cumberland, de la cuvette d'Éclipse et du détroit de Jones, ainsi que des mouvements latéraux le long de la faille transformante d'Ungava.

La validité du modèle d'expansion du fond marin présenté dans le cas de la baie de Baffin est confirmée par les données gravimétriques et magnétiques. Il existe une forte anomalie gravimétrique négative d'orientation générale nord-sud au centre de la baie de Baffin (Ross et Henderson, 1973; Srivastava, 1978). À proximité de 72°N, cette anomalie négative s'élargit et se scinde en deux lobes alignés selon une direction nord-ouest-sud-est. L'anomalie indique l'ancien axe d'expansion présent dans la baie, de même qu'une autre anomalie négative marque l'emplacement de la dorsale éteinte de la mer du Labrador (Srivastava, 1978; Jackson et al., 1979). Un réseau orthogonal de fractures du Précambrien tardif, de direction générale nord-ouest et nord-est, et des failles apparues au Paléozoïque, ont apparemment fortement influencé par la suite l'évolution de la région, du point de vue de la formation des failles et de l'expansion des fonds marins (McWhae, 1981). Par exemple, la position de l'axe d'expansion a peut-être été déterminée par l'emplacement d'une grande zone de cisaillement senestre, apparue entre le Canada et le Groenland durant l'orogenèse grenvillienne (Rolle, 1985).

Des données magnétiques obtenues par des levés marins ont permis de délimiter une série d'anomalies d'orientation générale nord-ouest au centre de la baie de Baffin. Par corrélation avec les anomalies présentes dans la mer du Labrador, celles-ci ont été interprétées comme étant les anomalies 13 à 21, et indiqueraient une vitesse d'expansion de 0,3-0,4 cm/a (Jackson et al. 1979). La direction des bandes et leurs faibles amplitudes suggèrent une expansion oblique par rapport à l'axe d'expansion.

Il est possible d'utiliser l'évolution du rifting et de la dérive continentale au Mésozoïque-Cénozoïque pour expliquer l'origine des grabens secondaires et des grands réseaux de failles dans la baie de Baffin et à proximité de celle-ci. Comme indiqué dans la section intitulée « Cadre tectonique », il existe une grande zone de fracture, la faille transformante d'Ungava, dirigée vers le sud-ouest, allant de l'île Disko au détroit d'Hudson. Cette faille a été interprétée comme étant l'un des bras d'une jonction triple, dont les autres bras sont le graben du détroit d'Hudson et la dorsale de la mer du Labrador (Hood et Bower, 1975). Cette jonction dorsale-dorsale-faille était instable, de sorte qu'une migration s'est produite le long de la faille d'Ungava. Il est possible que cette migration ait formé les grabens de la baie Frobisher et de la baie Cumberland.

Un modèle de jonction triple stable dorsale-dorsale-faille a été considéré comme applicable au cas de l'extrémité nord de la baie de Baffin (Burke et Dewey, 1973). Selon l'hypothèse formulée, le détroit de Lancaster serait le bras avorté, la baie de Baffin la dorsale, et la faille transformante aurait suivi le détroit de Nares (Hood et Bower, 1975). Si cette hypothèse est correcte, le détroit de Jones s'est donc peut-être formé de façon analogue à la baie Cumberland.

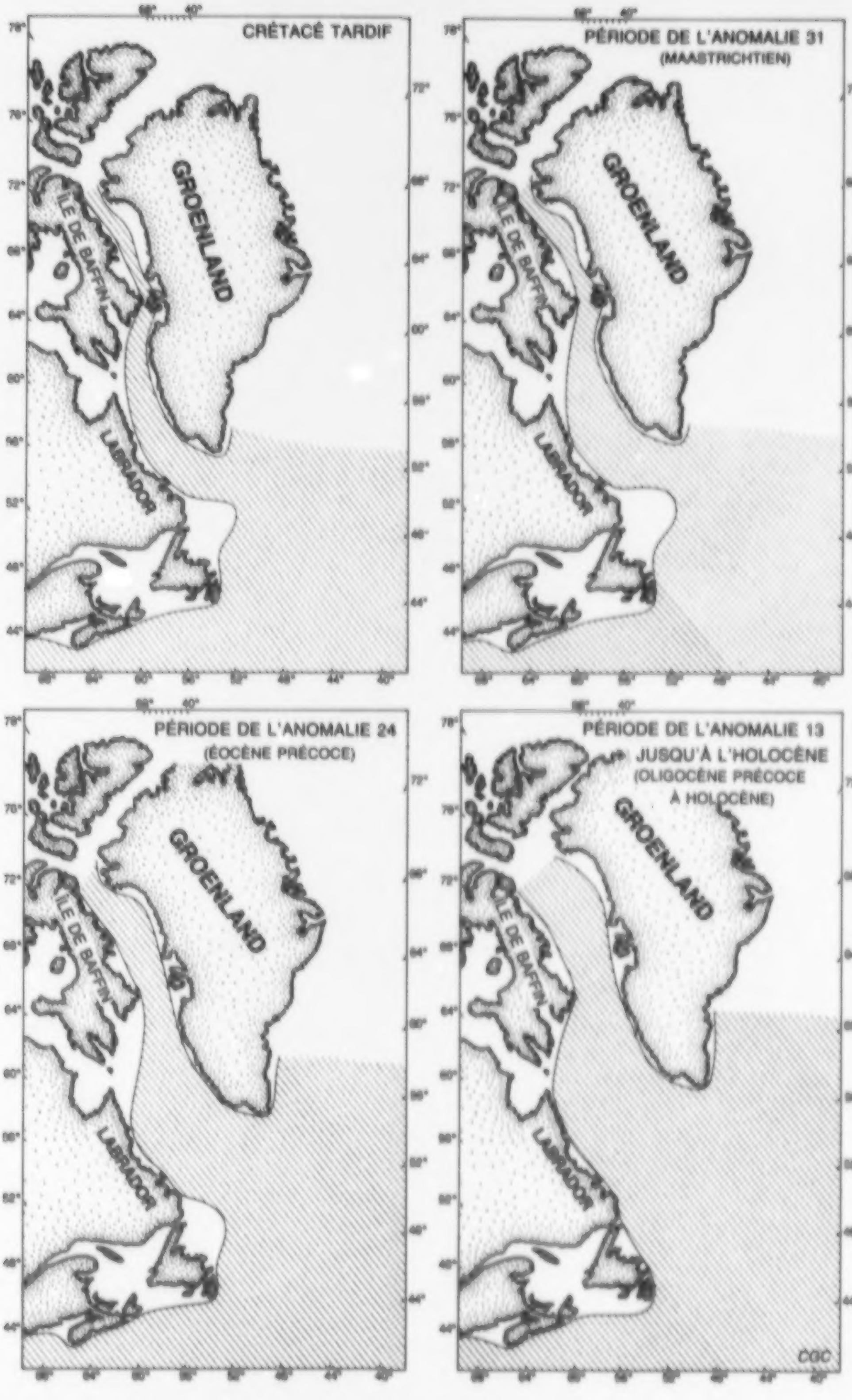
La baie de Baffin a subi à la fois un mouvement vertical et un mouvement latéral considérables au Mésozoïque-Cénozoïque (Keen et al., Chapitre 2). Dans l'est et le nord-est de l'île de Baffin, les élévations relatives des roches volcaniques du Paléocène et des sédiments de l'Éocène supérieur indiquent une surrection d'environ 600 m par rapport à la plate-forme. La couverture sédimentaire relativement uniforme qui s'étend sur toute la largeur de la baie est interprétée comme indiquant des taux de sédimentation élevés après la fin du rifting (Keen et al., 1974). Les terrains surélevés de l'île de Baffin auraient alimenté la baie en sédiments clastiques au Néogène, de même que les sédiments de plate-forme relativement tendres du Crétacé tardif-Tertiaire précoce.

Tout modèle de l'évolution de la baie de Baffin doit tenir compte de la glaciation et des variations correspondantes du niveau marin relatif. Les fjords de l'île de Baffin et leurs équivalents sous-marins extracôtiers, qui se prolongent sur la plate-forme, doivent certainement leur modelé actuel à l'action des glaces. Toutefois, selon certaines hypothèses, les fjords et canyons se seraient initialement formés le long des réseaux hydrographiques existant au Tertiaire (Fortier et Morley, 1956; Ives et Andrews, 1963; Pelletier, 1966). Ceci semble confirmer la notion selon laquelle les masses continentales environnantes auraient été la source d'une grande partie des sédiments déposés dans la baie de Baffin au Néogène.

PALÉO-OCÉANOGRAPHIE DU CRÉTACÉ ET DU TERTIAIRE

Dans la région de la baie de Baffin et du détroit de Davis, les roches sédimentaires les plus anciennes du Mésozoïque sont les séquences du Barrémien-Aptien de la baie Cumberland; elles sont équivalentes à la Formation de Bjarni située sur la plate-forme du Labrador, et sont apparemment terrestres. Immédiatement avant le dépôt de ces sédiments, une phase tectonique et volcanique représentée par la Formation d'Alexis a probablement touché la région englobant le nord de la mer du Labrador et la baie de Baffin. Les fossiles marins les plus anciens sont des dinokystes de l'Albien-Cénomanien (MacLean et Falconer, 1979) trouvés dans une carotte prélevée à l'est de la baie Cumberland. Ces sédiments et des sédiments marins provenant de l'île Disko, qui sont peut-être d'âge cénomanien-turonien, sont les premières indications d'une transgression marine dans cette région au Crétacé. Cette transgression serait l'équivalent de la montée planétaire du niveau marin telle que postulée par Vail et al. (1977).

Les roches du Groenland occidental contiennent des ammonites d'âge cénomanien-turonien à maastrichtien, qui présentent de grandes affinités avec des associations contemporaines provenant des régions intérieures de l'Ouest du continent nord-américain. Ceci indique qu'à l'époque, a existé un détroit marin entre les deux régions (Teichert dans Ruedemann et Balk, 1939; Rosenkrantz et al., 1942;


CRÉTACÉ TARDIF
PÉRIODE DE L'ANOMALIE 31
(MAASTRICHTIEN)
PÉRIODE DE L'ANOMALIE 24
(ÉOCÈNE PRÉCOCE)
PÉRIODE DE L'ANOMALIE 13
JUSQU'À L'HOLOCÈNE
(OLIGOCÈNE PRÉCOCE
À HOLOCÈNE)
GROENLAND
ÎLE DE BAFFIN
LABRADOR
CGC

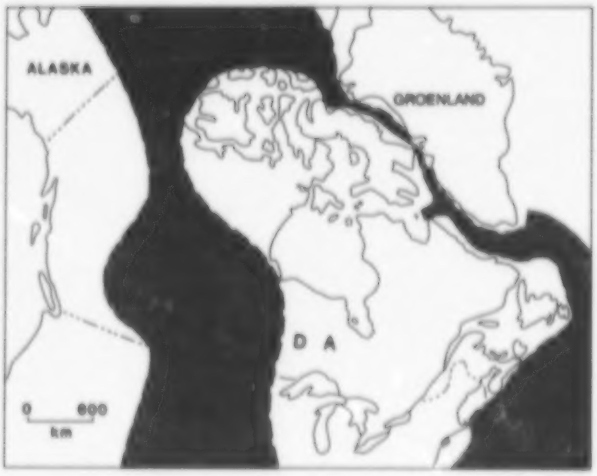


Figure 7-27. Carte montrant la distribution hypothétique des mers au Campanien. La baie de Baffin est reliée aux régions intérieures de l'Amérique du Nord par l'Arctique, et à l'Atlantique par un étroit passage à travers le détroit de Davis. Le Groenland et l'Amérique du Nord apparaissent dans leur position géographique hypothétique au Crétacé tardif (d'après Jeletzky, 1971; Williams et Steick, 1975; Gradstein et Srivastava, 1980).

Birkelund, 1965; Jeletzky, 1950, 1971; Williams et Steick, 1975). Les associations du Groenland occidental contiennent des ammonites d'âge campanien-maastrichtien qui présentent des affinités nord-pacifiques et atlantiques, ce qui suggère l'existence d'un détroit entre ces régions (Birkelund, 1965; Jeletzky, 1971; Williams et Steick, 1975).

Les indices basés sur les microfossiles sont plus spécifiques. Les foraminifères planctoniques des shales marins du Campanien-Maastrichtien, provenant de Nugssuaq dans le Groenland occidental, présentent des affinités atlantiques et ont probablement été amenés par des incursions d'eaux superficielles de l'Atlantique (Gradstein et Srivastava, 1980). Les dinoflagellés d'âge campanien comprennent des taxons d'affinités atlantiques, et d'autres seulement connus d'après la flore de McIntyre (MacLean et Williams, 1980). Comme l'ont définie Lentin et Williams (1980), la flore de McIntyre est limitée à la province arctique ou boréale. Ceci indique qu'il a existé entre l'Atlantique et l'Arctique une communication marine à travers la baie de Baffin, au moins durant une partie du Crétacé tardif.

Ces découvertes sont confirmées par l'examen des roches du Crétacé supérieur de la plate-forme nord-est de Baffin, en particulier de la cuvette de Buchan et de la baie Home, et de l'île Bylot. Les sédiments de ces régions, attribués à la Formation de Kanguk, contiennent des dinoflagellés d'âge campanien qui présentent des affinités avec des associations contemporaines provenant des régions intérieures du continent nord-américain et des îles Graham et Ellef Ringnes dans le bassin de Sverdrup (Manum et Cookson, 1964; McIntyre, 1974). Ces associations ont été placées dans la flore de McIntyre (Lentin et Williams, 1980).

Les affinités boréales des associations de dinoflagellés d'âge campanien provenant de l'île Bylot et de la cuvette de Buchan confirment la présence d'une communication marine septentrionale entre la baie de Baffin et la partie ouest de l'intérieur de l'Amérique du Nord, au Crétacé tardif (fig. 7-27). Cette hypothèse avait été proposée auparavant par Teichert dans Ruedemann et Balk (1939), Birkelund (1965) et Jeletzky (1971).

Les associations polliniques et de foraminifères du Groenland occidental et les associations mixtes atlantiques-arctiques de dinoflagellés de la baie Home indiquent qu'au Crétacé tardif, a aussi existé une communication marine entre le sud de la baie de Baffin et l'Atlantique. Cette communication s'est sans doute faite par le détroit de Davis. Ceci est confirmé dans le cas du Campanien par les données venant d'études sur les ammonites et les foraminifères et de l'étude sur les associations de dinoflagellés des puits de la plate-forme du Labrador, et qui constituent des associations transitionnels arctiques-atlantiques. Dans ces puits, les dinoflagellés du Campanien présentent davantage d'affinités avec les associations du même âge de la plate-forme Néo-Écossaise et de la région des Grands Bancs, qu'avec ceux de la flore de McIntyre. Cependant, certaines espèces seulement connues d'après la flore de McIntyre ont été rencontrées sur la plate-forme du Labrador, mais jamais en concentrations élevées.

Il est possible de déduire les conditions paléo-océanographiques au Tertiaire dans la baie de Baffin, des travaux de Henderson et al. (1976), Miall et al. (1980), MacLean et al. (1981), McWhae (1981), Srivastava et al. (sous presse), et Rolle (1985). En général, les chercheurs conviennent de l'existence d'une importante régression survenue au Paléocène dans la baie de Baffin et le détroit de Davis. Cette régression a été observée dans la séquence sédimentaire de l'île Bylot, où la Formation de Kanguk du Crétacé supérieur est recouverte en discordance par la Formation d'Eureka Sound, d'âge paléocène tardif (Miall et al., 1980). La discordance de Bylot a été placée au niveau de cet horizon (McWhae, 1981). Cette lacune a aussi été notée dans quelques-uns des puits de la plate-forme du Groenland occidental (Rolle, 1985). Ceci concorderait avec un abaissement mondial du niveau marin, au Maastrichien tardif-Danien, tel qu'indiqué par Vail et al. (1977).

Au Paléocène tardif-Éocène précoce, une importante trangression marine a amené le dépôt de sables glauconitiques et de mudstone riche en matière organique (Rolle, 1985). Les associations fauniques du Groenland occidental présentent des affinités à la fois nord-américaines et atlantiques (Henderson et al., 1976), ce qui indique une communication ininterrompue entre les océans Arctique et Atlantique à travers la baie de Baffin. Ceci est conforme à ce que laisse prévoir la phase de dérive continentale. Cependant, les reconstitutions de plaques indiquent qu'un passage plutôt étroit à travers le détroit de Davis aurait restreint la circulation des eaux dans la mer du Paléocène (Srivastava et al., 1981).

Figure 7-26. Paléogéographie de la région de la baie de Baffin et de la mer du Labrador au Crétacé tardif, au Paléocène précoce, à l'Éocène précoce et à l'Oligocène précoce. Les régions hachurées représentent les milieux marins (modifié d'après Srivastava et al., 1981; Gradstein et Srivastava, 1980).

Il semble que l'Éocène précoce ait été une période d'importante trangression dans la baie de Baffin, comme l'indiquent les turbidites présentes dans certains des puits de la plate-forme du Groenland occidental. À l'Éocène, le milieu est devenu moins anoxique, probablement en raison de l'élargissement et de la subsidence de la baie de Baffin et du détroit de Davis, et de l'établissement d'une circulation océanique efficace. Le plus grand apport de roches clastiques grossières était lié à l'existence d'un climat maritime plus humide (Rolle, 1985). Ceci a peut-être accru l'érosion de la masse continentale environnante. L'Éocène a marqué le début du dépôt des séquences clastiques, généralement des turbidites, qui ont persisté pendant tout le reste du Tertiaire.

Des incursions marines se sont produites à l'Éocène tardif-Oligocène précoce, et certains détails indiquent une importante régression à l'Oligocène tardif (Balkwill et McMillan, dans la partie 1 du présent chapitre). Ces auteurs ont noté l'existence d'une discordance entre les membres inférieur et supérieur de la Formation de Mokami, et ont établi que la plupart des portions internes et centrales des plates-formes de Baffin émergeaient à l'Oligocène tardif, et qu'en même temps se produisaient une érosion subaérienne et l'accumulation de boues non marines et de tourbe dans les bassins lacustres d'interfluve. Il existe aussi des indices d'un important biseautage des strates de la plate-forme postérieurement à l'Éocène précoce (MacLean et al., 1982). Cependant, Rolle (1985) n'a pas trouvé d'indices, sur la plate-forme du Groenland occidental, d'une diminution mondiale du niveau marin, telle que postulée par Vail et al. (1977).

Au Néogène, une épaisse séquence clastique négative s'est déposée sur une grande partie des plates-formes. Sur la plate-forme du Groenland occidental, cette phase est représentée par la Formation de Manitsoq; sur la plate-forme sud-est de Baffin, elle constitue en partie la Formation de Saglek. Une augmentation du nombre des fragments granitiques dans la Formation de Manitsoq a été notée; cette augmentation est liée au rajeunissement des régions sources, en particulier du bouclier du Groenland et de la hauteur du détroit de Davis (Rolle, 1985).

Des membres inférieur et supérieur de la Formation de Saglek ont été reconnues par Balkwill et McMillan (partie 1 du présent chapitre). Le « membre inférieur de la Formation de Saglek » se compose de grès conglomératiques et il est recouvert en discordance par le « membre supérieur de la Formation de Saglek », aussi un faciès conglomératique. Cette discordance est considérée d'âge miocène tardif sur la plate-forme du Labrador (Grant, 1980). Ceci concorderait avec la diminution mondiale du niveau marin, identifiée par Vail et al. (1977), et serait l'équivalent de la discordance de Beaufort telle que définie par McWhae (1981).

Selon Balkwill et McMillan, le membre supérieur de la Formation de Saglek est aussi présent sur la plate-forme sud-est de Baffin. Il est recouvert par des sédiments quaternaires d'épaisseur variable. Les sédiments quaternaires contiennent généralement des palynomorphes remaniés d'âge crétacé tardif, qui présentent des affinités avec des associations boréales connues.

Les reconstitutions de la circulation cénozoïque (Berggren et Hollister, 1977) penchent en faveur d'une circulation des eaux de surface en direction des régions polaires, de l'Atlantique vers le bassin de l'océan Arctique, à travers la mer du Labrador, le détroit de Davis et la baie de Baffin. Les données relatives aux microfossiles des puits d'exploration (plate-forme du Labrador, Groenland occidental et Grands Bancs) confirment l'hypothèse d'incursions des eaux de l'Atlantique dans la mer du Labrador et plus au nord au Paléogène. Vers la fin du Paléogène, la voie de communication entre la mer du Labrador et la baie de Baffin se serait élargie jusqu'à sa dimension actuelle, alors qu'initialement, elle n'était qu'un passage étroit et allongé. Les données provenant de l'étude des puits indiquent que la détérioration climatique, accompagnée d'une circulation d'eau plus froide, a commencé à l'Oligocène-Miocène. Cette tendance a été aussi observée sur le site 647 du Programme de forage des océans, dans la mer du Labrador, où les sédiments de l'Oligocène inférieur passent d'un caractère calcaire à un caractère biosiliceux. Ceci signifie une augmentation de la teneur en opale et une diminution de la production de carbonates dans les eaux de surface, tendance qui a commencé à l'Éocène tardif et a été accompagnée du refroidissement des eaux de surface (Srivastava et al., sous presse).

La circulation au Néogène, dans les parties les plus profondes de la baie de Baffin, est indiquée dans une certaine mesure par les résultats de l'étude du site 645 du Programme de forage des océans. Dans ce sondage, l'absence de biotes siliceux et calcaire, et l'aspect néritique suggéré par la présence de diatomées et la prédominance de matériaux organiques d'origine continentale, indiquent que les eaux de surface de la baie sont restées froides et exemptes d'éléments nutritifs, et avaient peut-être une salinité inférieure à la normale du Miocène à l'Holocène (Srivastava et al., sous presse). La dissolution ou la diagenèse, ou les deux, sont des hypothèses plausibles, qui permettraient d'expliquer le faible degré de conservation ou l'absence de biotes calcaires et siliceux. Cependant, la présence de quelques microfossiles calcaires et de dinokystes présentant des affinités de type nord-atlantique, dans les sédiments du Miocène inférieur, indique l'écoulement d'eaux relativement chaudes en direction du nord, à partir de l'Atlantique Nord. Dans le Miocène moyen (unité IIIa), la présence de dinokystes d'affinités subarctiques ou nord-atlantiques suggère que dans cette partie de la baie, ont régné des conditions froides. La présence de rares foraminifères planctoniques, découverts dans des strates du Miocène moyen et plus récentes, signifie apparemment qu'il s'est produit périodiquement des incursions d'eaux nord-atlantiques de température élevée. L'écoulement vers le sud des masses d'eaux arctiques dans la mer du Labrador à travers le détroit de Davis existe sans doute au moins depuis le Miocène moyen. Ceci est confirmé par les données sismiques obtenues par des levés effectués sur le talus supérieur (daté sur le site 645 du Programme de forage des océans) de la baie de Baffin, qui présente une discordance du Miocène moyen, traversant profondément des strates paléocènes ou plus anciennes. Les strates sus-jacentes contiennent des structures en forme de dunes. Ainsi, cette discordance pourrait marquer le début d'un vigoureux courant de direction sud apparu dans le bassin de Baffin, qui coïnciderait avec la tendance au refroidissement indiquée par les associations florales et fauniques du Miocène moyen (Srivastava et al., sous presse). Ceci confirme encore l'existence du courant froid du Labrador au Miocène, tel que postulé par Gradstein et Srivastava (1980).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Il a été démontré que la baie de Baffin était un grand bassin sédimentaire, où les sédiments peuvent atteindre 14 km d'épaisseur à l'est du détroit de Lancaster, 4 km d'épaisseur dans la région de l'inlet Scott sur la plate-forme nord-est de Baffin (Jackson et al., 1977), environ 8 km d'épaisseur au large des côtes du Groenland occidental, et 10 km dans la baie de Melville (Henderson et al., 1976). Les données sismiques multicanal indiquent qu'il existe dans ces séquences sédimentaires de nombreuses structures qui pourraient constituer des pièges structuraux. L'existence d'un grand nombre de pièges semble liée à la formation de blocs faillés dans le socle, les sédiments ayant ensuite formé une couverture au-dessus des structures, ou au diapirisme des shales.

Dans le nord de la mer du Labrador, ont été identifiés trois types de « zones » d'hydrocarbures, et par extrapolation, leur présence est supposée sur la plate-forme sud-est de Baffin (Klose et al., 1982). Les trois types sont : des structures liées à des failles verticales de décrochement, en particulier des anticlinaux et des « structures en forme de fleurs » dans la séquence tertiaire au-dessus des roches volcaniques; des grès du Crétacé inférieur enveloppant avec des plis moulants, en totalité ou à leur périphérie, les horsts; et les réservoirs du Paléozoïque qui pourraient constituer des lambeaux d'érosion sur le socle. Les données provenant de l'étude des puits et sondages par carottages peu profonds montrent qu'il existe des roches réservoirs convenables telles que les formations de Hassel et de Kanguk, et des roches mères potentielles telles que les formations d'Ikermiut et de Kanguk. Comme roche mère possible, ont été suggérés les dépôts terrigènes du Crétacé inférieur, les shales du Crétacé supérieur et les shales du Tertiaire inférieur contenant de la résinite (Klose et al., 1982).

En conséquence, la baie de Baffin a de très fortes chances d'être une province d'hydrocarbures. Ceci est confirmé en partie par les résultats de l'exploration réalisée dans la région adjacente du nord de la mer du Labrador et du détroit de Davis. La première et la seule découverte importante était le puits Hekja A-72. Celui-ci a été foré sur une structure du socle associée à une faille verticale de décrochement située sur la plate-forme sud-est de Baffin, en 1979 et 1980. Le puits a rencontré un intervalle de shale et grès entre 3 210 et 3 286 m; cet intervalle contenait du gaz et du condensat. L'intervalle du réservoir se compose de 44 m de grès poreux, de granulométrie grossière — le sable d'Hekja — dont la perméabilité atteint 10 millidarcys. Le volume minimal estimé de réserves récupérables est de 6,44 Mm^3.

Le puits Gjoa G-37 a aussi été foré sur un anticlinal lié à une faille verticale de décrochement, à environ 215 km à l'est — nord-est d'Hekja. Ce sondage était sec.

Les résultats des forages effectués dans le bassin du Groenland occidental ont été décevants. Tous les puits étaient secs, et des essais aux tiges ont été réalisés dans un seul puits — Kangamiut 1.

Des indicateurs encourageants d'un potentiel d'hydrocarbures ont été observés sur la plate-forme nord-est de Baffin. À cet endroit, un suintement sous-marin de pétrole dans la cuvette de Scott indique l'existence par le passé de conditions favorables à la génération d'hydrocarbures (Loncarevic et Falconer, 1977; Levy, 1978; MacLean et al, 1981; Grant et al., 1986).

L'existence de roches mères potentielles est connue dans plusieurs régions. Les dépôts terrigènes du Crétacé inférieur, équivalents des formations de Hassel ou de Bjarni, ont été identifiés comme sources possibles de gaz (Klose et al., 1982). Il a été signalé qu'un mudstone riche en matière organique, d'âge campanien, échantillonné dans la baie Home, offrait de bonnes perspectives en tant que roche mère d'hydrocarbures (MacLean et Williams, 1983). Dans l'évaluation du potentiel d'une roche mère, les paramètres importants sont : 1. le gradient géothermique; 2. la quantité de carbone organique total (COT); 3. le type de kérogène; et 4. l'état de maturation thermique. Les gradients géothermiques sont faibles dans le bassin du Groenland occidental, où ils se situent entre 19,3°C/1 000 m au puits Nukik 2 et 28,9°C/1 000 m au puits Ikermiut 1 (Rolle, 1985). Sur la plate-forme sud-est de Baffin, un gradient géothermique de 31°C à 36°C/1 000 m a été estimé pour Hekja A-72 et de 29°C/1 000 m pour Gjoa G-37 (Klose et al., 1982).

Dans les roches extracôtières du Groenland occidental, le pourcentage de carbone organique total est généralement faible. La conclusion a été que les formations de Narssarmiut, de Kangamiut, de Manitsoq et d'Ataneq avaient des valeurs trop faibles en carbone organique total (moins que les 0,5 % requis) pour constituer des roches mères (Rolle, 1985). Les formations de Nukik, d'Hellefisk et d'Ikermiut ont des valeurs suffisamment élevées en carbone organique total pour constituer des roches mères; dans la Formation de Nukik, la teneur en carbone organique total est de 0,5 à 1,5 %; dans la Formation d'Hellefisk, elle est de 0,5 à 2 %; et dans la Formation d'Ikermiut, elle est de 0,5 à 3 %.

Les puits de la plate-forme sud-est de Baffin présentent des pourcentages similaires. Au puits Hekja A-72, le carbone organique total est de 1,6 % dans le Paléocène; au puits Gjoa G-37, il est de 1,3 %.

Le type de kerogène a une influence importante sur le potentiel de la roche mère. Quatre types ont été identifiés : amorphogène, phyrogène, hylogène et mélanogène (Bujak et al., 1977). L'amorphogène, matériel organique d'origine marine, est le plus propice à la présence de pétrole. Les trois autres types sont d'origine continentale. Le phyrogène et l'hylogène ont un bien moindre potentiel du point de vue de la formation du pétrole, tandis que le mélanogène ne peut donner que du gaz.

Les pourcentages relatifs des quatre types de kérogène ont été déterminés pour les puits du bassin du Groenland occidental (Croxton, rapport interne, Grønlands Geologiske Undersøgelse 1981). La Formation de Nukik contient surtout de l'hylogène et du mélanogène, de sorte qu'elle constitue sans doute une roche mère propice à la présence de gaz. La Formation d'Ikermiut contient jusqu'à un tiers d'amorphogène et un tiers de phyrogène, donc promet d'être une bien meilleure source de pétrole, et en même temps une bonne source de gaz. Il est toutefois possible que l'amorphogène soit en réalité du phyrogène dégradé. La Formation d'Hellefisk contient très peu d'amorphogène, donc a un potentiel très faible en pétrole, mais un certain potentiel en gaz.

Il n'existe pas d'analyses détaillées du kérogène pour les puits de la plate-forme sud-est de Baffin. La présence de résinite a été notée dans une zone de 300 m centrée sur le sable d'Hekja dans le puits Hekja A-72 (Klose

et al., 1982). La résinite a été identifiée comme une importante source possible de pétrole dans l'Arctique canadien (Snowdon, 1980). Aucune donnée n'a été fournie dans le cas de Gjoa G-37.

Il est possible de déterminer l'état de maturation thermique d'après la réflectance de la vitrinite ou l'indice d'altération thermique. La fenêtre de pétrole se situe entre les valeurs suivantes de réflectance de la vitrinite (R_o) : 0,7 et 1,2 %. Dans les sédiments du bassin du Groenland occidental, les valeurs de réflectance de la vitrinite indiquent l'existence d'une séquence sédimentaire immature au-dessus du Paléocène (Rolle, 1985). Une valeur de R_o de 0,5 % a été notée à partir de 3 200 m environ dans les deux puits, Ikermiut 1 et Kangamiut 1. Cependant, deux interprétations différentes ont été données à propos d'Ikermiut 1. Selon la compagnie Chevron (Rolle, 1985), le début de la maturité (R_o = 0,7 %) n'est pas atteint au fond du puits à 3 619 m, et n'apparaîtrait pas avant 3 850 m. D'autres données indiquent que le début de la maturité apparaît à 3 200 m, et que la formation maximale du pétrole aurait lieu à 3 800 m de profondeur (R_o = 1 %) (Rolle, 1985). Pour Kangamiut 1, il existe aussi deux interprétations possibles. La première indique une valeur de R_o de 0,7 % à 3 580 m, la seconde une valeur de R_o de 0,7 % à 3 700 m. Compte tenu d'une plus grande profondeur d'enfouissement des sédiments paléocènes à une certaine distance de la structure de Kangamiut, et dans une moindre mesure, à une certaine distance de la structure d'Ikermiut, il pourrait y avoir une épaisseur appréciable de mudstone thermiquement mature de la Formation d'Ikermiut, dans les parties ouest et sud du bassin du Groenland occidental (Rolle, 1985).

Les données relatives à la plate-forme sud-est de Baffin sont rares. Le sommet de la zone où les hydrocarbures liquides peuvent être formés se trouve à 3 300 m (Klose et al., 1982). À cet endroit, la valeur de réflectance de la vitrinite est 0,5 %. Aucune donnée n'a été fournie dans le cas de Gjoa G-37.

Selon l'indice d'altération thermique (IAT), la valeur minimale correspondant à la formation du pétrole au début de la maturité est de 2- à 2 (Bujak et al., 1977). Ceci ne s'applique qu'à l'amorphogène (Croxton, rapport interne, Grønlands Geologiske Undersøgelse, 1981). Cette valeur a été habituellement atteinte dans les sédiments éocènes ou plus anciens. Un indice d'altération thermique de 2 est atteint dans le Paléocène de Nukik 2, l'Éocène précoce d'Hellefisk 1, le Paléocène d'Ikermiut 1, et le Paléocène tardif de Kangamiut 1. De ceci et du type de kerogène, il a été conclu que la majeure partie de la séquence ne se trouvait pas dans la fenêtre de pétrole (Rolle, 1985).

Il n'existe pas de données sur l'indice d'altération thermique pour les puits de la plate-forme sud-est de Baffin.

La totalité de l'information recueillie semble indiquer que la baie de Baffin et la région environnante sont propices à la présence de gaz. Le potentiel en pétrole semble généralement faible, surtout à cause de la prédominance des matériaux organiques terrigènes dans la plupart des sédiments. Toutefois, la présence de suintements sous-marins de pétrole dans la cuvette de Scott indique l'existence de conditions favorables à la formation du pétrole au moins dans cette partie de la région.

REMERCIEMENTS

La compilation du présent article n'a été possible que grâce aux travaux pionniers de M.E. Bower, D.B. Clarke, A.C. Grant, G. Henderson, P.J. Hood, H.R. Jackson, C.E. Keen, N.J. McMillan et F. Rolle. Les auteurs remercient B. Cooke et A. Grant, qui ont revu le manuscrit avec une grande compétence, et formulé de nombreuses critiques constructives. Ils remercient en particulier Margie Best qui a compilé plusieurs des figures du texte.

RÉFÉRENCES

Aksu, A.E.
1983 : Holocene and Pleistocene dissolution cycles in deep sea cores of Baffin Bay and Davis Strait : paleoceanographic implications; Marine Geology, v. 53, p. 331-348.

Andrews, J.T., Quennel, G.K., Wray, J.L., and Ives, J.D.
1972 : An early Tertiary outcrop in north central Baffin Island, Northwest Territories, Canada; environment and significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 233-238.

Bally, A.W.
1981 : Atlantic-type margins; in Geology of Passive Continental Margins, American Association of Petroleum Geologists, Education Course Note Series No. 19, p. 1-1 to 1-48.

Barss, M.S., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1979 : Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 1-118 p.

Berggren, W. A. and Hollister, C.D.
1977 : Plate tectonics and paleocirculation; commotion in the ocean; Tectonophysics, v. 38, p. 11-48.

Birkelund, T.
1965 : Ammonites from the Upper Cretaceous of West Greenland; Meddelser om Gronland, Bd. 179, 193 p.

Bolton, T.E., Sanford, B.V., Copeland, M.J., Barnes, C.R., and Rigby, J.K.
1977 : Geology of Ordovician rocks, Melville Peninsula and region, southeastern District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 269, 137 p.

Brett, C.P. and Zarudzki, E.F.K.
1979 : Project Westmar; a shallow marine geophysical survey on the West Greenland continental shelf; Gronlands Geologiske Undersogelse, Rapport 87, 29 p.

Bridgwater, D., Watson, J., and Windley, B.F.
1973 : The Archean craton of the North Atlantic region; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 273, p. 493-512.

Bujak, J.P., Barss, M.S., and Williams, G.L.
1977 : Offshore east Canada's organic type and colour and hydrocarbon potential; Oil and Gas Journal, v. 75, p. 198-202.

Burke, K. and Dewey, J.F.
1973 : Plume generated triple junctions; key indicators in applying plate tectonics to old rocks; Journal of Geology, v. 81, p. 405-433.

Clarke, D.B.
1970 : Tertiary basalts of Baffin Bay; possible primary magma from the mantle; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 25, p. 203-224.
1975 : Tertiary basalts dredged from Baffn Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1396-1405.

Clarke, D.B. and Pedersen, A.K.
1976 : Tertiary volcanic province of West Greenland; in Geology of Geeenland, ed. A. Escher and W.S. Watt; Gronlands Geologiske Undersogelse, Copenhagen, p. 365-385.

Clarke, D.B. and Upton, B.G.J.
1971 : Tertiary basalts of Baffin Island; field relations and tectonic setting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 248-258.

Cutt, B.J. and Laving, J.G.
1977 : Tectonic elements and geologic history of the south Labrador and Newfoundland continental shelf, eastern Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 1037-1058.

Dawes, P.R.
1976 : Precambrian to Tertiary of northern Greenland; in Geology of Greenland, ed. A. Escher and W.S. Watt; Gronlands Geologiske Undersogelse, Copenhagen, p. 248-303.

Dawes, P.R. and Kerr, J.W.
1982: The case against major displacement along Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland; a conflict of plate tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelelser om Grönland, Geoscience 8, p. 369-386.

Dawes, P.R. and Kerr, J.W. (ed.)
1982: Nares Strait and the Drift of Greenland; a conflict of plate tectonics; Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, 392 p.

Denham, L.R.
1974: Offshore geology of northern West Greenland (69° to 75°N); Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport 63, 24 p.

Douglas, R.J.W.
1969: Geological map of Canada, scale 1:5 000 000; Geological Survey of Canada, Map 1250A.

Escher, A. and Watts, W.S. (ed.)
1976: Geology of Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Copenhagen, p. 11-16.

Fortier, Y.O. and Morley, L.W.
1956: Geological unity of the Arctic Islands; Royal Society of Canada Transactions, v. 50, Section III, p. 3-12.

Gradstein, F.M. and Srivastava, S.P.
1980: Aspects of Cenozoic stratigraphy and palaeoceanography of the Labrador Sea and Baffin Bay; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 30, p. 261-295.

Gradstein, F.M. and Williams, G.L.
1976: Biostratigraphy of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 349, 39 p.
1981: Sediment ages based on foraminifera and palynomorphs of 9 exploratory wells, Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 826, 5 p.

Grant, A.C.
1972: The continental margin off Labrador and eastern Newfoundland - morphology and geology; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1394-1430.
1975a: Structural modes of the western margin of the Labrador Sea; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 217-231.
1975b: Geophysical results from the continental margin off southern Baffin Island; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 411-431.
1980: Problems with plate tectonics: the Labrador Sea; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 252-278.
1982: Problems with plate tectonic models for Baffin Bay-Nares Strait; evidence from the Labrador Sea; in Nares Strait and the Drift of Greenland; a conflict in plate tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr, Meddelelser om Grønland, Geoscience 8, p. 313-326.

Grant, A.C. and Manchester, K.S.
1970: Geophysical investigation in the Ungava Bay-Hudson Strait region of Northern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1062-1076.

Grant, A.C., Levy, E.M., Lee, K., and Moffat, J.D.
1986: Pisces IV research submersible finds oil on Baffin Shelf; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 65-69.

Henderson, G.
1973: The geological setting of the West Greenland basin in the Baffin Bay region; in Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada, ed. P.J. Hood; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 521-544.
1976: Petroleum geology; in Geology of Greenland, ed. A. Escher and W.S. Watt; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Copenhagen, p. 488-505.

Henderson, G., Rosenkrantz, A., and Schiener, E.J.
1976: Cretaceous-Tertiary sedimentary rocks of West Greenland; in Geology of Greenland, ed. A. Escher and W.S. Watt; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Copenhagen, p. 340-362.

Henderson, G., Schiener, E.J., Risum, J.B., Croxton, C.A., and Andersen, B.B.
1981: The West Greenland Basin; in Geology of the North Atlantic borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 399-428.

Hinz, K., Schulter, H-U., Grant, A.C., Srivastava, S.P., Umpleby, D.C., and Woodside, J.
1979: Geophysical transects of the Labrador Sea: Labrador to southwest Greenland; Tectonophysics, v. 59, p. 151-183.

Hiscott, R.N.
1984: Clay mineralogy and clay-mineral provenance of Cretaceous and Paleogene strata, Labrador and Baffin shelves; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, p. 272-280.

Hoffman, P.
1987: Tectonic subdivision of the Churchill Province; in Current Activities Forum, Program with Abstracts, Geological Survey of Canada, Paper 87-8, p. 8.

Hood, P.J. and Bower, M.E.
1970: Aeromagnetic profile from Cape Cargenholm, Baffin Island to Red Head, West Greenland; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 70-1B, p. 37-39.
1973: Low-level aeromagnetic surveys of the continental shelves bordering Baffin Bay and the Labrador Sea; in Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada, ed. P.J. Hood; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 571-597.
1975: Aeromagnetic reconnaissance of Davis Strait and adjacent area; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 433-451.

Hyndman, R.D.
1973: Evolution of the Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 637-644.
1975: Marginal basins of the Labrador Sea and the Davis Strait hot spot; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1041-1045.

Ioannides, N.S.
1986: Dinoflagellate cysts from some Upper Cretaceous-Lower Tertiary sections, Bylot and Devon Islands, Arctic Archepelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 371, 99 p.

Ives, J.D. and Andrews, J.T.
1963: Studies in the physical geography of north-central Baffin Island, Northwest Territories; Geographical Bulletin, v. 19, p. 5-48.

Jackson, G.D. and Davidson, A.
1975: Bylot Island map-area, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 74-29, 12 p.

Jackson, G.D. and Taylor, F.C.
1972: Correlation of major Aphebian rock units in the northeastern Canadian Shield; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1650-1669.

Jackson, G.D., Davidson, A., and Morgan, W.C.
1975: Geology of the Pond Inlet map-area, Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 74-25, 33 p.

Jackson, H.R., Keen, C.E., and Barrett, D.L.
1977: Geophysical studies on the eastern continental margin of Baffin Bay and in Lancaster Sound; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1991-2001.

Jackson, H.R., Keen, C.E., Falconer, R.K.H., and Appleton, K.P.
1979: New geophysical evidence for seafloor spreading in central Baffin Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 2122-2135.

Jeletzky, J.A.
1950: Actinocomax from the Upper Cretaceous of Manitoba; Geological Survey of Canada, Bulletin, 15, p. 1-27.
1971: Marine Cretaceous biotic provinces and paleogeography of Western and Arctic Canada: illustrated by a detailed study of Ammonites; Geological Survey of Canada, Paper 70-22, 92 p.

Jenkins, W.A.M.
1984: Ordovician rocks in the Eastcan et al. Freydis B-87 and other wells in offshore Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 864-868.

Johnson, G.L., McMillan, N.J., Rasmussen, M., Campsie, J., and Dittmer, F.
1975: Sedimentary rocks dredged from the southwest Greenland continental margin; in Canada's continental margins and offshore petroleum exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 391-409.

Johnson, G.L., Srivastava, S.P., Campsie, J., and Rasmussen, M.
1982: Volcanic rocks in the Labrador Sea and environs and their relation to the evolution of the Labrador Sea; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 7-20.

Keen, C.E.
1979: Thermal history and subsidence of rifted continental margins - evidence from wells off Nova Scotia and Labrador shelves; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 505-522.

Keen, C.E. and Barrett, D.L.
1972: Seismic refraction studies in Baffin Bay; an example of a developing ocean basin; Royal Astronomical Society Geophysical Journal, v. 30, p. 253-271.

Keen, C.E., Keen, M.J., Ross, D.I., and Lack, M.
1974 : Baffin Bay; small ocean basin formed by seafloor spreading; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 1089-1108.
Keen, M.J., Johnson, J., and Park, I.
1972 : Geophysical and geological studies in eastern and northern Baffin Bay and Lancaster Sound; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 689-708.
Kerr, J.W.
1967 : A submerged continental remnant beneath Labrador Sea; Earth and Planetary Science Letters, v. 3, p. 283-289.
1981 : Stretching of the North American plate by a now dormant Atlantic spreading centre; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr, A.J. Fergusson and L.C. Machan; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 245-278.
1982 : History and implications of the Nares Strait conflict; in Nares Strait and the Drift of Greenland; a conflict of plate tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience 8, p. 37-49.
King, A.F. and McMillan, N.J.
1975 : A mid-Mesozoic breccia from the coast off Labrador; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 44-51.
Klose, G.W., Maltere, E., McMillan, N.J., and Zinkan, C.G.
1982 : Petroleum exploration offshore southern Baffin Island, northern Labrador Sea, Canada; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 233-244.
Kristoffersen, Y.
1978 : Sea-floor spreading and the early opening of the North Atlantic; Earth and Planetary Sciences Letters, v. 38, p. 273-290.
Kristoffersen, Y. and Talwani, M.
1977 : Extinct triple junction south of Greenland and the Tertiary motion of Greenland relative to North America; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1037-1049.
Larsen, L.M., Rex, D.C., and Secher, K.
1983 : The age of carbonatites, kimberlites and lamprophytes from southern West Greenland; recurrent alkaline magmation during 2500 m.y.; Lithos, v. 16, p. 215-221.
Laughton, A.S.
1972 : The southern Labrador Sea - a key to the Mesozoic and Early Tertiary evolution of the North Atlantic; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 12, ed. A.S. Laughton et al.; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 13, p. 1155-1179.
Lentin, J.K. and Williams, G.L.
1980 : Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian peridiniaceans; American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, n. 7, 47 p.
LePichon, X., Hyndman, R.D., and Pautot, G.
1971 : Geophysical study of the opening of the Labrador Sea; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 4724-4734.
Levy, E.M.
1978 : Visual and chemical evidence for a natural seep at Scott Inlet, Baffin Island, District of Franklin; in Current Reasearch, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 21-26.
Loncarevic, B.D. and Falconer, R.K.H.
1977 : An oil slick occurrence off Baffin Island; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 523-524.
MacLean, B.
1978 : Marine geological-geophysical investigations in 1977 of the Scott Inlet and Cape Dyer-Frobisher Bay areas of the Baffin Island Continental Shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 13-20.
MacLean, B. and Falconer, F.K.H.
1979 : Geological-geophysical studies in Baffin Bay and Scott Inlet-Buchan Gulf and Cape Dyer-Cumberland Sound areas of the Baffin Island Shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 231-244.
MacLean, B. and Williams, G.L.
1980 : Upper Cretaceous rocks in Baffin Bay; Geological Association of Canada, Annual Meeting, Halifax, 1980, Program and Abstracts, 69 p.
1983 : Geological investigations of Baffin Island Shelf in 1982; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 309-315.
MacLean, B., Falconer, R.K.H., and Clarke, D.B.
1978 : Tertiary basalts of western Davis Strait; bedrock core samples and geophysical data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 773-780.
MacLean, B., Falconer, R.K.H., and Levey, E.M.
1981 : Geological, geophysical and chemical evidence for natural seepage of petroleum off the northeast coast of Baffin Island; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 29, p. 75-95.
MacLean, B., Jansa, L.F., Falconer, R.K.H., and Srivastava, S.P.
1977 : Ordovician strata on the southeastern Baffin Island shelf revealed by shallow drilling; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1925-1939.
MacLean, B., Srivastava, S.P., and Haworth, R.T.
1982 : Bedrock structures off Cumberland Sound, Baffin Island Shelf; core sample and geophysical data; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 279-295.
MacLean, B., Williams, G.L., Jennings, A., and Blakeney, C.
1986a : Bedrock and surficial geology of Cumberland Sound, Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 605-615.
MacLean, B., Williams, G.L., Sanford, B.V., Klassen, R.A., Blakeney, C., and Jennings, A.
1986b : A reconnaissance study of the bedrock and surficial geology of Hudson Strait, Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 617-635.
MacLean, B., Woodside, J.M., and Girouard, P.
1984 : Geological and geophysical investigations in Jones Sound, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 359-365.
Manchester, K.S. and Clarke, D.B.
1973 : Geologic structure of Baffin Bay and Davis Strait as determined by geophysical techniques; in Arctic Geology, ed. M.G. Pitcher; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 19, p. 536-541.
Manum, S. and Cookson, I.C.
1964 : Cretaceous microplankton in a sample from Graham Island, arctic Canada, collected during the second "Fram"-Expedition (1898-1902), with notes on microplankton from the Hassel Formation, Ellef Ringnes Island; Schrifter utgitt av Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo I. Mat-Naturv. Klasse, Ny Series IT, p. 1-35.
McIntyre, D.J.
1974 : Palynology of an Upper Cretaceous section, Horton River, District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 74-14, 57 p.
McMillan, N.J.
1973 : Shelves of Labrador Sea and Baffin Bay, Canada; in Future Petroleum Provinces of Canada, ed. R.G. McCrossan; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 573-515.
McWhae, J.R.H.
1981 : Structure and spreading history of the northwestern Atlantic region from the Scotian Shelf to Baffin Bay; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroluem Geologists, Memoir 7, p. 299-332.
McWhae, J.R.H. and Michel, W.T.E.
1975 : Stratigraphy of Bjarni H-81 and Leif M-48, Labrador Shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 112-129.
McWhae, J.R.H., Elie, R., Laughton, K.C., and Gunther, P.R.
1980 : Stratigraphy and petroleum prospects of the Labrador Shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 460-488.
Meneley, R.A.
1986 : Oil and gas fields in the east coast and arctic basins of Canada; in Future Petroleum Provinces of the World ed. M.T. Halbouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 143-176.
Menzies, A.W.
1982 : Crustal history and basin development of Baffin Bay; in Nares Strait and the Drift of Greenland; a conflict in plate tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience 8, p. 295-312.
Miall, A.D., Balkwill, H.R., and Hopkins, W.S., Jr.
1980 : Cretaceous and Tertiary sediments of Eclipse Trough, Bylot Island area, Arctic Canada, and their regional setting; Geological Survey of Canada, Paper 79-23, 20 p.
Miller, A.K., Youngquist, W., and Collinson, C.
1954 : Ordovician cephalopod fauna of Baffin Island; Geological Society of America, Memoir 62, 166 p.
Parrott, R.J.E. and Reynolds, P.H.
1975 : Argon ^{40}/Argon^{39} geochronology : age determinations of basalts from the Labrador Sea area; Geological Society of America, Abstracts with Proceedings, v. 7, p. 835.

Pelletier, B.R.
1966 : Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relation to crustal movements; in Continental Drift, ed. G.D. Garland; Royal Society of Canada, Special Publication 9, p. 77-101.

Powell, R.J. and Baum, G.R.
1982 : Eocene biostratigraphy of South Carolina and its relationship to Gulf Coastal Plain zonations and global changes of coastal onlap; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 1099-1108.

Rashid, M.A., Purcell, L.P., and Hardy, I.A.
1980 : Source-rock potential for oil and gas of the East Newfoundland and Labrador areas; in Facts and Principles of World Oil Occurrence, ed. A.D. Miall; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 589-608.

Rice, P.D. and Shade, B.D.
1982 : Reflection seismic interpretations and seafloor spreading history of Baffin Bay; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 245-265.

Rolle, F.
1985 : Late Cretaceous-Tertiary sediments offshore central West Greenland; lithostratigraphy, sedimentary evolution and petroleum potential; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1001-1019.

Roots, W.D. and Srivastava, S.P.
1984 : Origin of the marine magnetic quiet zones in the Labrador and Greenland seas; Marine Geophysical Research, v. 6, p. 395-408.

Rosenkrantz, A. and Pulvertaft, T.C.R.
1969 : Cretaceous-Tertiary stratigraphy and tectonics in northern West Greenland; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 883-898.

Rosenkrantz, A., Noe-Nygaard, A, Gry, H. Munck, S., and Lauren D.
1942 : A geological reconnaissance of the southern part of the Svartenhuk Peninsula, West Greenland; Meddelser om Grönland, v. 135, 72 p.

Ross, D.I. and Henderson, G.
1973 : New geophysical data on the continental shelf of central and northern West Greenland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 485-497.

Ruedemann, R. and Balk, R. (ed.)
1939 : Geology of North America, Volume I; Berlin, Gebrûder Borntraeger, 643 p.

Sanford, B.V., Grant, A.C., Wade, J.A., and Barss, M.S.
1979 : Geology, eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1401A (1 :2,000,000).

Snowdon, L.R.
1980 : Resinite - a potential petroleum source in the Upper Cretaceous-Tertiary of the Beaufort-Mackenzie Basin; in Facts and Principles of World Petroleum Occurrences, ed. A.D. Miall; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 509-521.

Srivastava, S.P.
1978 : Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic; Royal Astronomical Society, Geophysical Journal, v. 52, p. 313-357.
1985 : Evolution of the Labrador Sea and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait; Tectonophysics, v. 114, p. 29-53.
1986 : Geophysical maps and geological sections of the Labrador Sea; Geological Suvey of Canada, Paper 85-16, 11 p.

Srivastava, S.P. and Falconer, R.K.H.
1982 : Nares Strait; a conflict between plate tectonic predictions and geological interpretation; in Nares Strait and the Drift of Greenland; a conflict in plate tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelelser om Grönland, Geoscience 8, p. 339-352.

Srivastava, S.P. and Tapscott, C.R.
1986 : Plate kinematics of the North Atlantic; in The Western North Atlantic Region, ed. P.R. Vogt and B.E. Tucholke; Geological Society of America, The Geology of North America, v. M, p. 379-404.

Srivastava, S.P., et al.
in press : Preliminary report, ODP Leg 105. ODP publication, Texas A & M University, Preliminary results of Leg 105. (in press)

Srivastava, S.P., Falconer, R.K.H., and MacLean, B.
1981 : Labrador Sea, Davis Strait, Baffin Bay; geology and geophysics — a review; in Geology of the North Atlantic borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 333-398.

Srivastava, S.P., MacLean B., Macnab, R.F., and Jackson, H.R.
1982 : Davis Strait; structure and evolution as obtained from a systematic geophysical survey; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 267-278.

Stouge, S. and Peel, J.S.
1979 : Ordovician conodonts from the Precambrian shield of southern West Greenland; Grönlands Geologiske Undersögelse, Rapport 91, p. 105-109.

Talwani, M. and Eldholm, O.
1977 : Evolution of the Norwegian-Greenland Sea; Bulletin Geological Society of America, v. 88, p. 969-999.

Taylor, F.C.
1971 : A revision of Precambrian structural provinces in northeastern Quebec and northern Labrador; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 579-589.
1981: Precambrian geology of Canadian North Atlantic borderlands; of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 11-30.

Trettin, H.P.
1969: Lower Paleozoic sediments of northwestern Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 157, 70 p.
1975: Investigations of Lower Paleozoic geology, Foxe Basin, northeastern Melville Peninsula, and parts of northwestern and central Baffin Island; Geological Survey of Canada, Bulletin 251, 177 p.

Umpleby, D.C.
1979: Geology of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 79-13, 34 p.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.H., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., and Huttelid, W.G.
1977: Seismic stratigraphy and global changes in sea level; in Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration, ed. C.E. Payton; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 49-212.

Van der Linden, W.J.M.
1975: Crustal attenuation and seafloor spreading in the Labrador Sea; Earth and Planetary Science Letters, v. 27, p. 409-423.

Vogt, P.R., Perry, R.K., Feden, R.H., Fleming, H.S., and Cherkis, N.Z.
1981: The Greenland-Norwegian Sea and Iceland environment; geology and geophysics; in The Ocean Basins and Margins, the Arctic Ocean, ed. A.E.M. Navin, M. Churkin and F.G. Stehli; Plenum Press, New York and London, p. 493-598.

Wade, J.A., Grant, A.C., Sanford, B.V., and Barss, M.S.
1977: Basement structure eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1400A (1:2 000 000).

Wanless, R.K., Stevens, R.D., Lachance, G.R., and Delabio, R.N.
1974: Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, Report 12; Geological Survey of Canada, Paper 74-2, 72 p.

Watt, W.S.
1969: The coast-parallel dike swarm of Southwest Greenland in relation to the opening of Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1320-1321.

Watts, A.B.
1981: The U.S. Atlantic continental margin: subsidence history, crustal structure and thermal evolution; in Geology of Passive Continental Margins; American Association of Petroleum Geologists, Education Course Note Series No. 19, p. 2-1 to 2-75.

Wiliams, G.D. and Stelck, C.R.
1975: Speculations on the Cretaceous paleogeography of North America; in The Cretaceous System in the Western Interior of North America, ed. W.G.E. Caldwell; Geological Association of Canada, Special Paper 15, p. 1-20.

Workum, R.H., Bolton, T.E., and Barnes, C.R.
1976: Ordovician geology of Akpatok Island, Ungava Bay, District of Franklin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 157-178.

Adresse des auteurs

H.R. Balkwill
Petro Canada Resources
P.O. Box 2844
Calgary, Alberta
T2P 3E3

N.J. McMillan
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

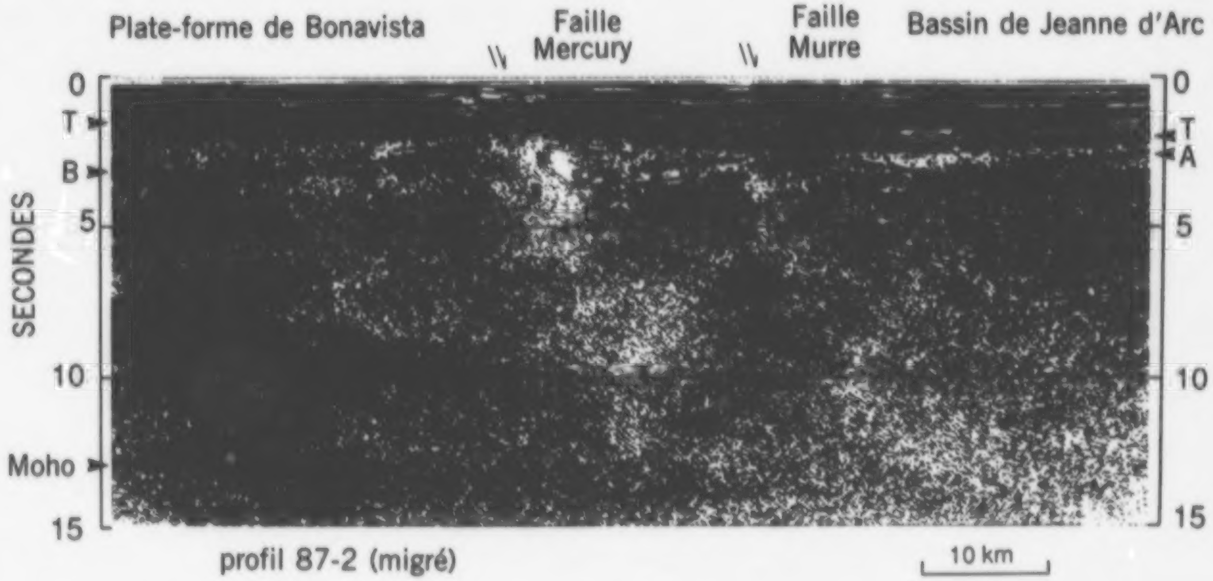
B. MacLean
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

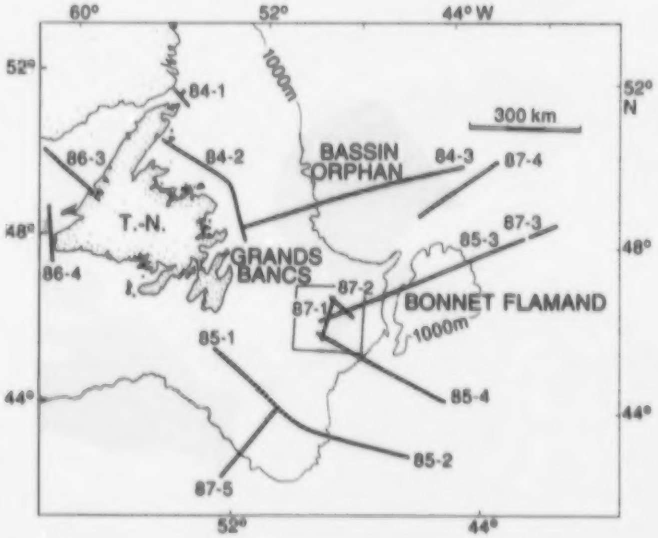
G.L. Williams
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

S.P. Srivastava
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

Imprimé au Canada

ÉVOLUTION DE LA MARGE CONTINENTALE





ÉVOLUTION DE LA MARGE CONTINENTALE REPRÉSENTÉE GRAPHIQUEMENT D'APRÈS LES RÉSULTATS D'ÉTUDES DE SISMIQUE-RÉFLEXION PROFONDE

Profil 87-2 de sismique-réflexion profonde réalisé en 1987. Ce profil traverse dans une direction nord-ouest-sud-est une partie du bassin de Jeanne d'Arc, et se raccorde au sud avec un profil de sismique-réflexion profonde réalisé en 1985 (85-3). Les données mettent clairement en évidence le réseau de failles de Mercury-Murre qui limite le bassin de Jeanne d'Arc et qui résulte peut-être de la réactivation au Crétacé d'anciens chevauchements (du Paléozoïque). Deux «bandes» de réflexions crustales situées dans la portion occidentale du profil sont clairement mises en évidence; la bande inférieure est interprétée comme étant le Moho. Reproduit de de Voogd et al., sous presse, dans Seismic Probing of Continents and their margins, Tectonophysics, numéro special.

Chapitre 8

PALÉO-OCÉANOGRAPHIE DE L'ATLANTIQUE NORD

Introduction

Paléogéographie de l'Atlantique Nord
- Mouvements au Jurassique
- Mouvements au Jurassique tardif et au Crétacé
- Mouvements au Cénozoïque

Paléogéographie et lithofaciès de l'Atlantique Nord
- Trias tardif
- Jurassique précoce
- Jurassique moyen
- Jurassique tardif
- Crétacé précoce
- Crétacé moyen
- Crétacé tardif
- Tertiaire au sud de la mer du Labrador
- Crétacé-Tertiaire, mer du Labrador et baie de Baffin

Subsidence et sédimentation

Paléobiogéographie et paléocirculation de l'Atlantique Nord
- Trias tardif
- Jurassique précoce
- Jurassique moyen et tardif
- Crétacé
- Tertiaire

Conclusions

Remerciements

Références

Chapitre 8

PALÉO-OCÉANOGRAPHIE DE L'ATLANTIQUE NORD

F.M. Gradstein, L.F. Jansa, S.P. Srivastava, M.A. Williamson, G. Bonham-Carter et B. Stam

INTRODUCTION

Vers la fin du Trias, l'Amérique du Nord et du Sud, l'Afrique et l'Europe occidentale faisaient partie d'une même masse continentale, appelée la Pangée, qui s'était formée au cours du Paléozoïque tardif. L'Europe méridionale et l'Asie jouxtaient la mer équatoriale, la Téthys. Une grande partie de cette mer a disparu par suite de la dérive vers le nord de l'Afrique, de l'Inde et de l'Australie, et son étendue latitudinale est donc mal connue (Stöcklin, 1984). Elle pourrait s'être étendue à l'est jusqu'au Panthalassa, le « superocéan » pacifique qui entourait la Pangée.

L'océan Atlantique est né au cours du Jurassique moyen, lorsque les continents nord-américain et africain ont commencé à se séparer le long de la dorsale médio-atlantique nouvellement créée. La distension et l'écartement se sont poursuivis en progressant lentement vers le nord, à la manière d'une fermeture à glissière, et il y a eu ouverture du détroit entre la péninsule Ibérique et les Grands Bancs, au Crétacé précoce, du sud de la mer du Labrador, à la toute fin du Crétacé, et de la baie de Baffin, de la mer de Norvège et du nord de la mer du Labrador, au Tertiaire précoce.

La répartition des faciès sédimentaires n'est pas la même dans l'Atlantique Nord que dans les autres océans, du fait de l'expansion des fonds océaniques. Par exemple, dans le Pacifique, le fond océanique a traversé diverses zones climatiques océaniques, se trouvant ainsi sous des masses d'eau ayant des caractéristiques chimiques et biologiques différentes (Berggren et Hollister, 1974). En conséquence, la répartition des faciès dans cet océan est très complexe. En général, le fond en expansion de l'Atlantique n'a pas traversé de zones climatiques, et les faciès sédimentaires y sont donc dominés par les effets de l'enfoncement de la croûte océanique avec le temps et par les variations du niveau de compensation des carbonates. La majorité des sédiments terrigènes présents dans l'Atlantique a été transportée au pied des talus continentaux avant le Tertiaire moyen; depuis, les courants de contour ont constitué un mécanisme d'érosion, de transport et de répartition de ces sédiments en eau profonde, le long des marges.

L'océan Atlantique, pour plusieurs raisons, sert de laboratoire naturel pour la détermination des liens temporels qui unissent le biote, les lithofaciès, le climat et la paléogéographie. En effet, les données stratigraphiques et paléontologiques sont relativement complètes pour les 200 derniers millions d'années; en outre, plusieurs groupes de microfossiles ont évolué rapidement, fournissant ainsi une information biostratigraphique très précise; enfin, le gradient climatique s'est accru avec le temps. Depuis le Jurassique, la marge occidentale de l'Atlantique a subi une rotation antihoraire de plus de 15°, avant d'atteindre sa position actuelle. Par conséquent, il y a eu développement d'un fort gradient latitudinal qui a augmenté au cours des 40 derniers millions d'années, depuis le début du refroidissement des océans méridionaux. Le climat nord-atlantique était égal et subtropical à tempéré durant le Mésozoïque, mais est devenu tempéré et subglaciaire au nord de 50°N au cours des 10 derniers millions d'années. Le type et la nature des sédiments et des communautés de microfossiles qui sont conservés sur le plancher océanique témoignent de ces changements.

Les études marines détaillées, les données de forage des nombreux parcours entrepris dans le cadre du Deep Sea Drilling Project (DSDP) (projet de forage en eau profonde) — notamment 11 (Hollister et al., 1972), 12 (Laughton et al., 1972), 43 (Tucholke et al., 1979), 44 (Benson et al., 1978), 48 (Montadert et al., 1979), 76 (Sheridan et al., 1983) et 79 (Hinz et al., 1984) — et les puits d'exploration forés sur les marges continentales ont accru nos connaissances et notre compréhension de l'histoire sédimentaire de l'Atlantique Nord au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. L'historique des études stratigraphiques et des travaux d'échantillonnage menés dans le secteur ouest de l'Atlantique Nord a été présenté par Gradstein et Srivastava (1980) et Gradstein (1986) et est examiné aux chapitres 5, 6 et 7.

Le présent chapitre traite de quatre aspects de l'évolution de l'océan Atlantique Nord, y compris la mer du Labrador et la mer de Norvège : (1) la paléogéographie et la cinématique des plaques; (2) le développement des lithofaciès et du climat depuis le Jurassique; (3) le lien entre la subsidence, la sédimentation et les événements tectoniques au cours du Crétacé et du Cénozoïque sur la marge

Gradstein, F.M., Jansa, L.F., Srivastava, S.P., Williamson, M.A., Bonham-Carter, G. et Stam, B.
1990: Paléo-océanographie de l'Atlantique Nord; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 8, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n°2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

nord-ouest de l'Atlantique, où il existe des données détaillées sur l'âge, la lithologie et les paléoprofondeurs; et (4) le lien entre la paléogéographie de l'Atlantique, les lithofaciès et la répartition de certains foraminifères en six grandes tranches de temps couvrant les 200 derniers millions d'années. Le chapitre est axé sur la paléobiogéographie du Mésozoïque, qui est beaucoup moins bien connue que celle du Cénozoïque. Il est admis que la paléogéographie, les lithofaciès, le paléoclimat et la distribution des fossiles montrent, dans leur évolution, des interrelations dynamiques et systématiques dont l'étude peut nous renseigner sur les paléocourants marins, qui sont générés par les vents et les gradients de température et de salinité, et de plus modulés par la topographie et la force de Coriolis dans les bassins de l'est et de l'ouest.

PALÉOGÉOGRAPHIE DE L'ATLANTIQUE NORD

La configuration des anomalies magnétiques marines, qui forment des images inversées de part et d'autre des dorsales médio-océaniques (fig. 8-1), confirme que l'océan Atlantique Nord et ses mers adjacentes se sont développés par expansion du fond, lorsque l'Amérique du Nord, l'Afrique, l'Eurasie et le Groenland se sont écartés au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. Les anomalies magnétiques et les zones de fracture tracent l'évolution de ces bassins océaniques. Lorsque ces anomalies sont étalonnées avec la chronologie géologique grâces aux données des sites du DSDP (Cox, 1973; Berggren et al., 1985a, b; Kent et Gradstein, 1985), elles servent d'isochrones et permettent de reconnaître les changements paléogéographiques survenus dans les bassins océaniques. Les zones de fracture qui relient différents segments des centres d'expansion indiquent la direction de mouvement des plaques. Les anomalies et les zones de fracture permettent donc de reconstituer les positions antérieures de plaques adjacentes. Les pôles de rotation de l'Amérique du Nord et de l'Afrique d'une part, et de l'Amérique du Nord, du Groenland et de l'Eurasie d'autre part, ont été utilisés pour reconstituer les positions antérieures des continents jouxtant l'Atlantique Nord (Klitgord et Schouten, 1986; Srivastava et Tapscott, 1986).

Dans l'Atlantique Nord méridional, la configuration des anomalies magnétiques (fig. 8-1a) montre que l'évolution de la région a impliqué principalement deux grandes plaques, mais aussi quelques « micro-plaques» à proximité du golfe du Mexique (Klitgord et Schouten, 1986). En revanche, la situation a été très différente dans l'Atlantique Nord septentrional (fig. 8-1b), où il y a eu expansion simultanée de la mer de Norvège, de la mer du Labrador et de l'océan Arctique, y compris l'archipel arctique et le Groenland. Le développement de l'Atlantique Nord résulte donc de l'interaction d'un certain nombre de plaques, dont l'organisation spatiale a changé plusieurs fois au cours des 100 derniers millions d'années. Le présent chapitre décrit l'évolution de ces bassins océaniques, depuis leur configuration initiale jusqu'à nos jours.

Mouvements au Jurassique

Dans l'Atlantique Nord méridional, la configuration des anomalies magnétiques (fig. 8-1a) atteste l'expansion des fonds océaniques jusqu'à une époque remontant à l'anomalie M-25 (157 Ma, Oxfordien). Toutefois, dans l'Atlantique occidental, à l'ouest de l'anomalie M-25, il existe une lisière d'environ 100 km de large qui n'a aucune bande magnétique évidente; il est donc nécessaire de faire certaines suppositions avant de pouvoir déterminer la position des continents à des époques antérieures. Les auteurs du présent chapitre préfèrent la reconstitution de Klitgord et Schouten (1986), car elle est mieux appuyée par des données géophysiques que les versions antérieures. La figure 8-2a montre une reconstitution tirée de Klitgord et Schouten (1986); elle suggère que le stade initial de distension des plaques (Trias-Jurassique précoce) pourrait avoir créé certains des bassins d'effondrement qui s'étendent du golfe du Mexique jusqu'au golfe de Gascogne et contiennent des évaporites. Au nord des Bahamas, l'expansion du fond marin n'a pas commencé avant la fin du Jurassique moyen (Sheridan et al., 1983). Un petit segment d'expansion, qui se trouvait entre le secteur sud des Grands Bancs et la partie sud-ouest de la péninsule Ibérique, peut avoir entraîné la création de fond marin à proximité de la plaine abyssale du Tage, à l'ouest du Portugal; plus tard, ce segment a été abandonné par suite du déplacement de son centre d'expansion. Il n'y a vraisemblablement pas eu de communication océanique, ou presque pas, entre la Téthys et l'Atlantique, avant le Jurassique moyen.

Mouvements au Jurassique tardif et au Crétacé

Un passage étroit reliant le golfe du Mexique et la Téthys pourrait s'être établi avant le Jurassique moyen; il s'est élargi et approfondi durant le Jurassique tardif (fig. 8-2b). Une réorganisation des limites de plaques entre l'Amérique du Sud et l'Amérique du Nord a eu lieu du Jurassique moyen au Jurassique tardif et a donné une configuration confuse à la géométrie de l'expansion dans cette région. À l'exception du déplacement du centre d'expansion dans la plaine abyssale du Tage mentionné précédemment, l'écartement de l'Afrique et de l'Amérique du Nord s'est poursuivi plus ou moins uniformément, à un rythme d'environ 2 cm/a, jusqu'au Crétacé précoce. À cette époque, l'Atlantique central s'était élargi suffisamment pour permettre l'existence d'un vaste passage marin entre la Téthys et le golfe du Mexique.

Le mouvement des plaques a changé à plusieurs endroits dans l'Atlantique, à peu près à l'époque de l'anomalie M-11 (Néocomien, 133 Ma) (fig. 8-2c). La distension a commencé entre l'Amérique du Sud et l'Afrique et entre la péninsule Ibérique et les Grands Bancs de Terre-Neuve. Cet événement a probablement donné naissance à la cuvette de Benue, en Afrique centrale (Burke et Dewey, 1974), et accru la subsidence différentielle dans les bassins sédimentaires tels que le bassin de Jeanne d'Arc (voir les courbes de subsidence pour le puits Gabriel C-60, à la figure 8-6b), sur les Grands Bancs. Nous ne savons pas jusqu'à quelle distance au nord la distension a progressé dans l'Atlantique Nord, mais la subsidence régionale et la subsidence différentielle accrue dans le rift de la mer du Nord, au Crétacé précoce, en sont peut-être une indication.

L'expansion active du fond marin entre la péninsule Ibérique et les Grands Bancs dans l'Atlantique Nord, et entre l'Amérique du Sud et l'Afrique dans l'Atlantique Sud, a commencé à peu près à l'époque des anomalies M-0 à M-4 (de 111 Ma à 118 Ma, Hauterivien-Aptien). La partie centrale des Grands Bancs a alors connu une réactivation tectonique qui a produit la discordance de « rupture» (Avalon); cette dernière sépare les sédiments déformés du Jurassique

et du Crétacé inférieur, du biseau sus-jacent non déformé du Crétacé supérieur et du Cénozoïque (voir le chapitre 5). À cette époque, la péninsule Ibérique et l'Afrique se sont écartées de l'Eurasie, créant le golfe de Gascogne. Ainsi, entre l'époque de l'anomalie M-4 et celle de l'anomalie 33 (75 Ma, Campanien), l'expansion qui a eu lieu dans la partie méridionale de l'Atlantique Nord a été liée à l'expansion dans la partie septentrionale et le golfe de Gascogne par une jonction triple, constituée de trois dorsales, qui se situait à l'embouchure du golfe. Au nord du golfe de Gascogne, le renouvellement des fonds océaniques a continué entre Terre-Neuve et les îles Britanniques et à travers la cuvette de Rockall jusque dans l'océan Arctique, jusqu'à l'époque de l'anomalie 34 (85 Ma, Santonien). Une autre jonction triple s'est développée au sud du Groenland, lorsque le centre d'expansion s'est déplacé à l'ouest de la cuvette de Rockall et que l'expansion a commencé dans la mer du Labrador.

La limite de plaques septentrionale séparant l'Afrique et l'Amérique du Nord est restée dans le golfe de Gascogne jusqu'à l'époque de l'anomalie 10 (30 Ma, Oligocène); toutefois, le mouvement le long de cette limite a changé considérablement au cours du Cénozoïque. À l'époque de l'anomalie 33, la jonction triple formée par trois dorsales qui se trouvait à l'embouchure du golfe de Gascogne est devenue une jonction triple constituée de deux dorsales et d'une faille transformante. Un changement similaire a eu lieu vers cette époque dans l'Atlantique Nord méridional, lorsque le centre d'expansion des Antilles a été abandonné. Un mouvement quelconque a dû se produire entre l'Eurasie et le Groenland avant le début de l'expansion, à l'époque de l'anomalie 24 (56 Ma, Paléocène), mais il a été trop faible pour créer un volume considérable de croûte océanique ou produire des anomalies magnétiques reconnaissables.

Mouvements au Cénozoïque

L'expansion des fonds océaniques a beaucoup changé au cours du Cénozoïque; en effet, il y a eu formation de passages profonds entre l'océan Arctique et l'Atlantique Nord. Dans la mer du Labrador, l'expansion s'est poursuivie à un rythme de 1,9 à 2,9 cm/a jusqu'à l'époque de l'anomalie 25 (59 Ma, Paléocène), lorsqu'il y a eu une réorganisation majeure des plaques. Les zones d'expansion du fond marin se sont déplacées vers la mer de Norvège, la mer du Groenland et le bassin eurasien. À cette époque, le mouvement relatif entre l'Eurasie et la péninsule Ibérique, qui se déplaçait alors avec l'Afrique, a changé, ce qui a provoqué une déformation de la plaque eurasienne, juste au nord de la péninsule Ibérique. Ce mouvement semble s'être propagé au nord, entraînant une compression et un décrochement le long de la marge septentrionale du golfe de Gascogne; en outre, il y a peut-être eu subduction le long de la cuvette espagnole septentrionale. Entre l'époque de l'anomalie 25 et celle de l'anomalie 10, il y a eu création, le long de la limite des plaques eurasienne et afro-ibérique, de la chaîne des Pyrénées sur le continent, et de la cuvette de King, du massif Açores-Gascogne et de la cuvette espagnole septentrionale dans l'océan (fig. 8-1b). À l'époque de l'anomalie 25, des basaltes tertiaires se sont épanchés dans le Groenland occidental et oriental, le détroit de Davis et la zone groenlando-écossaise; ils ont produit des filons-couches qui auraient pu entravé la circulation des eaux de fond entre l'océan Arctique et l'Atlantique Nord.

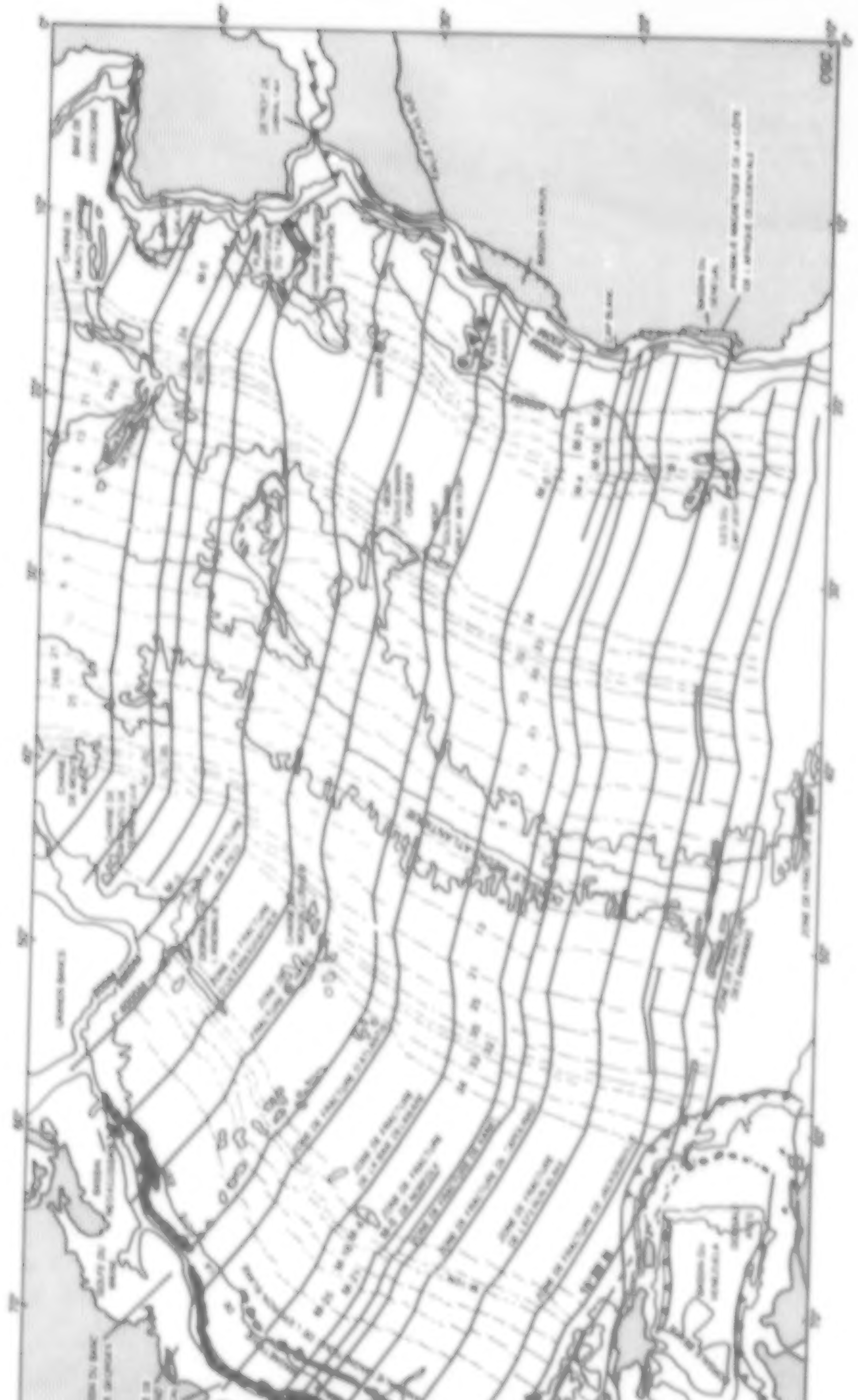
L'importance du mouvement qui s'est produit dans le détroit de Davis et la baie de Baffin au cours de la période d'expansion du fond de la mer du Labrador est inconnue. Il s'agissait peut-être en grande partie d'un mouvement par translation. Cette incertitude découle principalement du fait que, même si la subsurface de la baie de Baffin est constituée d'une croûte océanique, les anomalies magnétiques marines hypothétiques présentent une configuration confuse et sont difficiles à corréler de tracé en tracé, ces derniers étant très espacés (voir Keen et al., chapitre 2). La configuration complexe peut être le résultat d'une « surimpression » attribuée au magmatisme ultérieur ou à une couche sédimentaire épaisse, ou encore d'un mouvement transformant compliqué. Or, des mesures magnétiques détaillées, effectuées au centre de la baie de Baffin, révèlent la présence de certaines bandes, qui sont décrites au chapitre 2. Jackson et al. (1979) y ont également reconnu une faible anomalie gravimétrique négative, semblable à celle qui est observée sur la dorsale éteinte de la mer du Labrador (Srivastava, 1978).

Dans la zone de la baie de Baffin, il n'existe aucun indice direct de l'expansion des fonds marins; toutefois, il est possible d'obtenir certains renseignements sur l'origine de la baie en reconstituant la paléogéographie du Groenland par rapport à l'Amérique du Nord. La reconstitution se fonde sur l'hypothèse selon laquelle l'Amérique du Nord et le Groenland se sont comportés comme des plaques rigides, tout au long du développement de la mer du Labrador. Les reconstitutions des plaques montrent qu'il y a eu ouverture considérable dans le sud de la mer du Labrador du Crétacé tardif à l'Éocène, dans le nord de la mer du Paléocène à l'Éocène, et dans la baie de Baffin à l'Éocène (fig. 8-2d (M-34), fig. 8-2e (M-21) et fig. 8-2f (M-13)) (Hamilton, 1983). Le lecteur intéressé pourra consulter l'excellent résumé des problèmes tectoniques liés à l'ouverture de la baie de Baffin, publié par Hamilton.

Le centre d'expansion s'est déplacé à plusieurs reprises dans la mer groenlando-norvégienne, entre l'époque de l'anomalie 24 et celle de l'anomalie 7 (de 56 Ma à 26 Ma, Paléocène à Oligocène). La direction de l'expansion a changé à l'époque de l'anomalie 20 (46 Ma, Éocène), et il y a eu création d'un rift entre le Groenland et la dorsale Jan Mayen, ce qui a entraîné leur séparation. Lorsque l'expansion du fond de la mer du Labrador a pris fin, juste avant l'époque de l'anomalie 13 (36 Ma, Oligocène), le mouvement entre le Svalbard et le Groenland, qui était jusqu'à ce moment un décrochement, s'est transformé en distension, et le Svalbard s'est séparé du Groenland. L'écartement s'est alors poursuivi de part et d'autre de la dorsale Nansen-Gakkel, dans l'océan Arctique, et des dorsales Knipovich, Mohns, Kolbeinsey, Reykjanes et médio-atlantique, au sud. La péninsule Ibérique a commencé à se déplacer avec l'Eurasie à peu près à l'époque de l'anomalie 10 (30 Ma, Oligocène), lorsque la frontière des plaques eurasienne et africaine s'est déplacée au sud, le long de la zone de fracture Açores-Gibraltar.

PALÉOGÉOGRAPHIE ET LITHOFACIÈS DE L'ATLANTIQUE NORD

La présente section fournit une vue d'ensemble de l'histoire de la sédimentation régionale, au Mésozoïque et au Cénozoïque, dans le centre et le nord de l'Atlantique Nord. Les cartes des figures 8-3a à g (en pochette) ont été



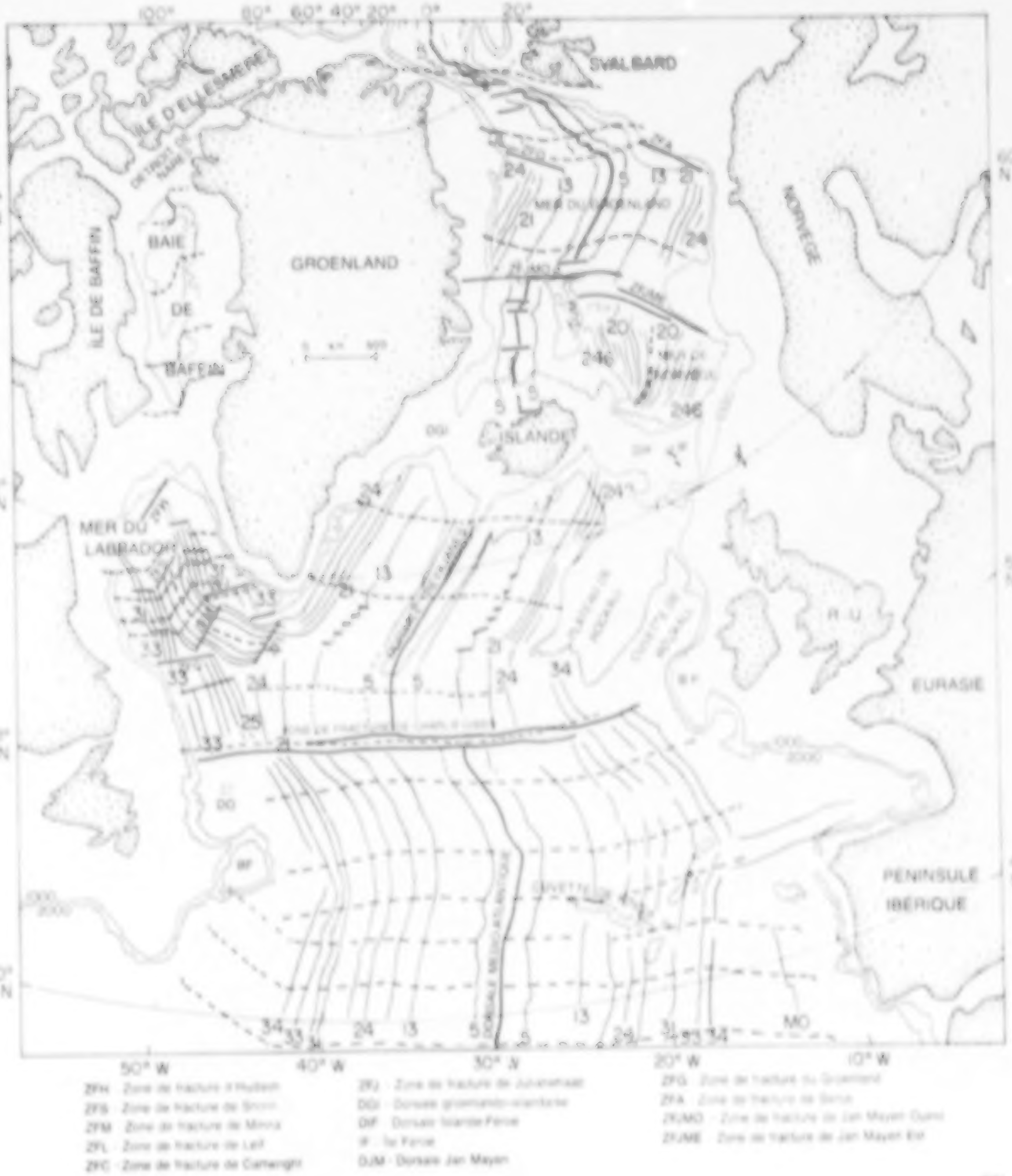


Figure 8-1. Configuration des anomalies magnétiques marines et position des principales dorsales et zones de fracture.

a. Secteur sud de l'océan Atlantique Nord
b. Secteur nord de l'océan Atlantique Nord. DO = dôme Orphan, BF = bonnet Flamand, BP = bassin de Porcupine

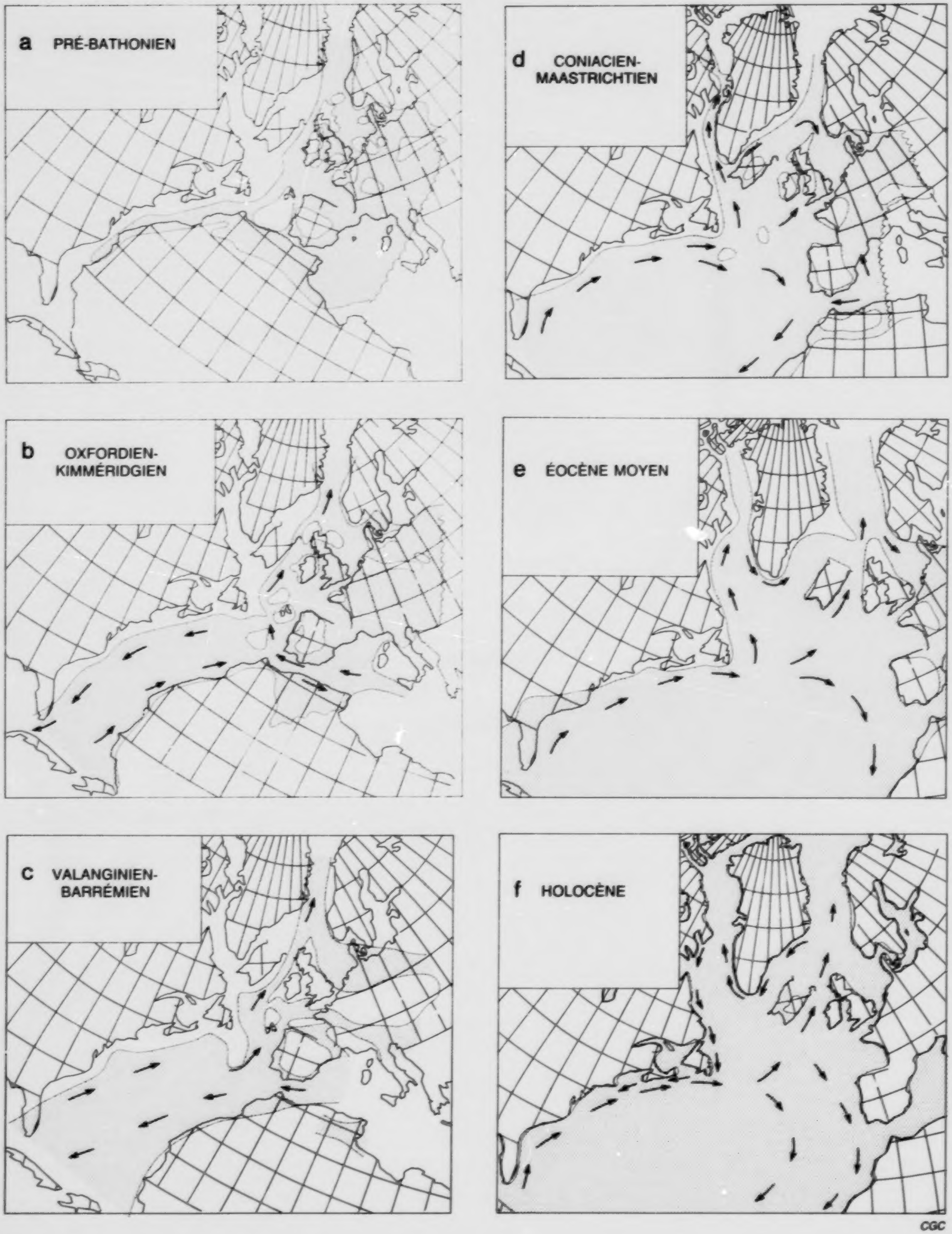

a PRÉ-BATHONIEN
b OXFORDIEN-KIMMÉRIDGIEN
c VALANGINIEN-BARRÉMIEN
d CONIACIEN-MAASTRICHTIEN
e ÉOCÈNE MOYEN
f HOLOCÈNE
CGC

Tableau 8-1. Principales publications utilisées pour la compilation des cartes de lithofaciès de la figure 8-3 (en pochette).

Région	Principales sources de données
Est de l'Amérique du Nord	Amato et Simonis (1980), Austin et al. (1980), Eliuk (1978), Given (1977), Jansa et Wade (1975), Jansa et Wiedmann (1982), Mattick et al. (1981), McIver (1972), Poag (1982), Ryan et Miller (1981), Schlee et al. (1976), Wade (1977)
Nord-ouest de l'Afrique	Adams (1979), Ambroggi (1963), Busson (1970), Butt (1982), Choubert et al. (1966), Du Dresnay (1971, 1979), Malod (1980), Manspeizer et al. (1978), Monbaron (1981), Salvan (1974), Van Houten (1977), Wildi (1981), Wildi et al. (1977)
Bassin de l'Atlantique Nord central	Premiers rapports du Deep Sea Drilling Project entrepris dans l'Atlantique Nord; Bernouilli (1972), Bernouilli et Jenkyns (1974), Dean et al. (1978), de Graciansky et al. (1985), Jansa et al. (1979), Lancelot et al. (1972), Ogg et al. (1983), Thiede (1979)
Péninsule Ibérique	Berthou et Lanverjat (1979), Biju-Duval et al. (1977), Garcia (1982), Garcia-Moudejar et al. (1985), Mouterde et Ruget (1975), Pujalte (1982), Ramalho (1971), Rocha (1977), Stam (1986), Wilson (1979), Wilson et Exton (1979)
Nord-ouest de l'Europe	Stevaux et Winnock (1974), Soler et al. (1981), Ziegler (1978, 1982)
Labrador et baie de Baffin	Gradstein et Srivastava (1980), Johnson et al. (1982), MacLean et al. (1986), McWhae et al. (1980), Rolle (1985), Umpleby (1979)
Arctique et bassin de Sverdrup	Balkwill et al. (1983)
Groenland oriental	Birkelund et al. (1974), Clemmenson et Surlyk (1976), Surlyk (1973, 1978, 1984), Surlyk et al. (1981), Surlyk et Clemmenson (1983)
Marge norvégienne et Spitsbergen	Aasheim et Larsen (1984), Jacobson et van Veen (1984), Karlsson (1984), Larsen (1984), Larsen et Skarpness (1984), Olaussen et al. (1984), Talwani et Eldholm (1977), Westre (1984), Zarkharov et al. (1981)
Mer de Barents	Faleide et al. (1984), Hinz et Schlüter (1978), Matishov (1977), Mork et al. (1982), Mork et Bjoroy (1984), Steel et Worsley (1984)

compilées à partir de publications et d'études menées sur le terrain et illustrent la paléogéographie et les faciès mésozoïques. Les principales références sont données au tableau 8-1.

Les cartes paléogéographiques couvrent des intervalles d'âges relativement longs (comme le Jurassique précoce, le Jurassique moyen, etc.) et, du fait de la longueur de ces intervalles, les changements rapides de faciès y sont donc parfois sous-représentés. Par exemple, sur la carte des Grands Bancs au Jurassique précoce, au cours du Pliensbachien, des calcaires d'eau peu profonde passent rapidement à des shales d'eau profonde, bien que la carte paléogéographique montre la prédominance des calcaires.

Figure 8-2. Paléogéographie des plaques et étendue de la mer dans le domaine de l'Atlantique Nord.
a. pré-Bathonien (fermeture)
b. Oxfordien-Kimméridgien (de 163 Ma à 152 Ma), Jurassique tardif (M-25)
c. Valanginien-Barrémien (de 138 Ma à 119 Ma), Crétacé précoce (M-11)
d. Coniacien-Maastrichtien (de 87,5 Ma à 74,5 Ma), Crétacé tardif (M-34)
e. Éocène moyen (de 52 Ma à 40 Ma) (M-21)
f. Holocène (postérieur à 35,5 Ma) (postérieur à M-13)

Les reconstitutions des plaques sont un autre facteur limitatif, car elles sont relativement grossières, et il est difficile d'y indiquer en détail la répartition des faciès. Elles ne tiennent pas compte de l'étirement différentiel de la croûte continentale, lequel étirement donne lieu à des chevauchements qui semblent contredire les données géologiques locales. Dans la présente étude, un exemple d'un tel problème est le chevauchement de la péninsule Ibérique et des Grands Bancs, avec le banc de Galice qui recouvre en partie le bonnet Flamand (fig. 8-2b). Une autre difficulté se présente dans le nord de la mer du Labrador, où le chevauchement continental est d'environ 250 km et nuit à la reconstitution paléogéographique des lithofaciès.

Bref, la couverture des données géologiques n'est pas partout identique, particulièrement dans les parties externes des marges continentales où il y a souvent absence de données.

Trias tardif

Les bassins d'effondrement triasiques s'étendent vers le nord à partir du golfe du Mexique et de l'est des États-Unis, puis à travers la baie de Fundy dans l'Est du Canada, jusqu'aux Grands Bancs; ils traversent l'Atlantique jusqu'à la mer Celte et la mer du Nord pour atteindre le rift

groenlando-norvégien et le Svalbard, dans la mer de Barents. Au cours du Trias moyen, une transgression de la Téthys en provenance du sud a touché les bassins sédimentaires de l'Europe occidentale. Des sédiments carbonatés se sont déposés en bordure de cette mer peu profonde, tandis que des sédiments continentaux ont continué à s'accumuler dans la partie septentrionale du réseau de rifts du proto-océan Atlantique. La transgression a entraîné une courte période de sédimentation marine dans le centre est du Groenland et au Svalbard, où il y a eu accumulation de sédiments clastiques épicontinentaux (Clemmenson, 1980; Jacobson et van Veen, 1984). Au cours de la régression régionale, probablement d'origine eustatique, du Carnien précoce, la sédimentation marine du Muschelkalk, en Europe occidentale, a pris fin et a été suivie d'une période d'accumulation d'évaporites (Ziegler, 1982). Durant le Carnien-Norien, les invasions marines ont atteint le secteur est des Grands Bancs, où plus de 2 000 m d'évaporites recouvrent de vastes couches rouges terrigènes, ou y sont intercalées (Jansa et al., 1980). Les évaporites ont continué à s'accumuler vers le sud; dans le bassin Néo-Écossais, il en existe qui s'échelonnent du Norien tardif à l'Hettangien (Barss et al., 1979). Des sondages marins effectués en eau profonde ont prouvé que les structures diapiriques observées au large du Maroc se composent de sel (Hinz et al., 1984); par extrapolation, on peut supposer que les diapirs de la province diapirique du talus, sur la marge de la plate-forme Néo-Écossaise, se composent également d'évaporites. Au large du Maroc, des spores contenues dans le sel ont le même âge que le sel du bassin Néo-Écossais (E. Davies, communication personnelle, 1983).

Si nous refermons l'Atlantique Nord en utilisant comme limites les provinces évaporitiques de l'ouest et de l'est (Hinz et al., 1982), nous sommes portés à croire que le rift nord-atlantique devait avoir environ 350 km de large et 900 km de long durant l'Hettangien et qu'au nord, il était relié au nord-ouest de l'Europe par un réseau de grabens et de demi-grabens (fig. 8-3a, en pochette). La communication marine avec la Téthys se faisait soit par un rift situé dans ce qui est maintenant le golfe de Gascogne, soit par des rifts en Europe occidentale, ou les deux à la fois. Busson (1970) a proposé l'existence d'un passage à travers l'Afrique septentrionale. Des évaporites observées dans le Groenland oriental et en Norvège (Haltenbanken) ont plus de 600 m d'épaisseur (Aasheim et Larsen, 1984) et indiquent qu'au cours du Trias tardif, la mer polaire transgressait vers le sud mais n'a pas atteint le rift de la mer du Nord (Clemmenson, 1980).

Au Trias tardif, la plupart des bassins d'effondrement se situaient dans des zones climatiques équatoriales et subéquatoriales; le climat était donc aride et chaud et la circulation atmosphérique, faible et variable. Des vents alizés soufflaient dans la partie septentrionale de ce réseau de rifts (Parrish et Curtis, 1982); en outre, des eaux superficielles poussées par le vent et les gradients de salinité circulaient vers le sud-ouest, parallèlement à l'axe du bassin (Jansa, 1986). À la fin du Trias et au tout début du Jurassique, le régime de circulation était comparable à celui d'un estuaire étroit, avec mélange vertical complet, comme en témoigne la présence de roches clastiques profondément oxydées, intercalées entre les lits d'évaporites.

Jurassique précoce

Dans l'Atlantique Nord central, l'accumulation d'évaporites s'est poursuivie durant le Jurassique précoce (Hettangien) au large du Maroc, sur les Grands Bancs et dans le bassin Néo-Écossais au large de la Nouvelle-Écosse, dans la cuvette du canyon de Baltimore à l'est, et dans le bassin d'Aquitaine (Barthe et Stevaux, 1971; Jansa et Wade, 1975; Holser et al., sous presse). Le changement de faciès principal a donc eu lieu durant le Sinémurien, qui sert de limite inférieure sur la carte des lithofaciès du Jurassique précoce. Une activité ignée, datant de 212 Ma à 180 Ma (Norien à Bajocien), s'est manifestée de l'État de Georgie jusqu'aux Grands Bancs et au rift du golfe de Gascogne; des tholéiites continentales ont été mises en place sous forme de coulées, de filons-couches ou de dykes, dans les bassins d'effondrement (Stevaux et Winnock, 1974; Smith et al., 1975; Manspeizer et al., 1978; McHone et Butler, 1984; Pe-Piper et Jansa, 1986). En général, cette période de volcanisme est associée à des mouvements tectoniques et semble marquer une période plus intense de tectonique d'effondrement et de distension de la croûte. Wade (1977) attribue le diastrophisme à la phase tectonique éocimmérienne, qui a entraîné le développement d'une discordance entre le Trias et le cycle sédimentaire jurassique (voir Wade et MacLean, chapitre 5). Cette phase tectonique est également reconnue dans le nord-ouest de l'Europe (Ziegler, 1978) et s'étend jusqu'à la plate-forme continentale norvégienne (Larsen et Skarpnes, 1984).

Au cours du Sinémurien, un cycle marin a succédé à l'accumulation des évaporites et des couches rouges sur les Grands Bancs, les bassins conjugués du Portugal et ailleurs dans l'ouest de l'Europe. Hallam (1981) attribue ce changement de faciès à une montée eustatique du niveau marin qui a causé une transgression étendue et mené à la construction de plates-formes carbonatées sous un climat chaud et aride. Sur les Grands Bancs, ce faciès comprend les sédiments carbonatés de Murre (Jansa et al., 1976), qui sont équivalents aux Lits de Coimbra du Sinémurien et du Pliensbachien précoce, au Portugal (fig. 8-3b; Exton et Gradstein, 1984). Au large du Maroc, des argilites grises à gris foncé, possiblement d'eau profonde (Hinz et al., 1984), pourraient représenter un faciès profond du bassin naissant de l'Atlantique Nord, contemporain des faciès carbonatés (fig. 8-3b).

À mesure que la transgression progressait, les matériaux carbonatés ont été remplacés par des marnes et des shales de milieu néritique plus profond, au Portugal, sur les Grands Bancs, dans le bassin d'Aquitaine, dans les approches occidentales de la Manche et dans la mer Celte (Ziegler, 1982). Plus loin au nord — en Allemagne, dans la mer du Nord et dans la mer d'Irlande — ce sont surtout des sédiments clastiques épicontinentaux qui ont été déposés. Au large de la Norvège, des dépôts clastiques margino-marins, qui datent de l'Hettangien et du Sinémurien et contiennent souvent des filons de charbon, passent à des sédiments de nature plus marine vers le sommet du Jurassique précoce (Aasheim et Larsen, 1984); les données semblent indiquer que la mer bordière du nord-est de l'Europe communiquait librement avec la mer Polaire par une mer épicontinentale peu profonde.

La sédimentation deltaïque a prédominé presque partout dans l'est du bassin de Sverdrup (Balkwill et al., 1983), tandis qu'à l'ouest, il y a eu accumulation de shales néritiques et littoraux. Cette situation indique la présence d'une hauteur du socle qui se prolonge peut-être jusque dans le Svalbard (Steel et Worsley, 1984) et l'archipel François-Joseph, à l'est du Groenland (fig. 8-3b). La présence, à proximité de Haltenbanke, de sédiments toarciens à séquences négatives (Karlsson, 1984), porte à croire que le lien marin peu profond qui s'étendait jusqu'à la mer Polaire a dû être rompu (voir ci-dessous), ce qui expliquerait la présence étendue, en Europe occidentale, d'un faciès de shale bitumineux. Ce faciès englobe le Posidonien Schiefer, en Allemagne (Riegraf, 1985), la Jet Rock, en Angleterre, et les Schistes-Carton, dans le nord de la France. Aucun faciès équivalent n'est connu ni dans les Grands Bancs ni au Portugal, mais il y a des shales bitumineux pliensbachiens ainsi que des calcaires shaleux et mudstones toarciens dans le sud-ouest et le centre du Portugal (Exton et Gradstein, 1984). Il existe aussi des shales bitumineux toarciens, surmontés de dépôts de cônes carbonatés, à Peniche, au Portugal central (Wright et Wilson, 1984). Dans le bassin profond qui se situe au large du Maroc, l'occurrence de shales gris foncé avec des intercalations mineures de shales bitumineux indique que le bassin était profond et peu oxygéné.

Le prolongement méridional de ce bassin du Jurassique précoce est inconnu, mais aucun dépôt marin du Jurassique inférieur n'a été retrouvé dans le bassin du Sénégal, dans le bassin Blake-Bahama au large de la côte sud-est des États-Unis, ou en Floride, et la marge du bassin a donc dû se trouver près d'une ligne reliant le Sénégal et la Floride (Templeton, 1971; Klitgord et al., 1984). La carte de la paléogéographie du Jurassique précoce (fig. 8-3b) montre que les sédiments carbonatés de plate-forme ont prédominé dans la partie sud du bassin, et les dépôts clastiques fins contenant du charbon, dans la partie nord; le climat aurait donc exercé un contrôle sur la sédimentation. À en juger par la répartition des sédiments, le climat était tempéré et humide dans l'Arctique et le nord de l'Europe, et subtropical et chaud dans le centre de l'Atlantique Nord et le sud de l'Europe.

Jurassique moyen

La période allant de l'Aalénien au Bajocien en a été une période d'instabilité tectonique, de régression, d'érosion, de volcanisme et de changement majeur dans les régimes sédimentaires et océanographiques. La régression du Jurassique moyen est bien documentée dans le bassin Néo-Écossais, où les sédiments clastiques continentaux bajociens de la Formation de Mohican ont progradé sur la plate-forme carbonatée de la Formation d'Abenaki (fig. 8-3c; voir aussi le chapitre 5). Dans le nord-ouest du Maroc, un changement semblable a été accompagné d'un volcanisme basaltique et du développement local d'une discordance angulaire (Monbaron, 1982). Il y a eu développement de hauts-fonds au Mexique (Longoria, 1984), sur les Grands Bancs (Jansa et Wade, 1975) et sur le banc de Georges (Amato et Simonis, 1980; Wade et MacLean, chapitre 5). Des plates-formes et récifs carbonatés observés au Portugal (Rocha, 1977; Stam, 1986) ressemblent à ceux du Moyen Atlas, au Maroc. Dans la partie centrale de la mer du Nord et sur certaines parties de la marge norvégienne, un soulèvement tectonique synchrone a provoqué l'érosion profonde des strates du Jurassique inférieur et d'unités plus anciennes (Ziegler, 1982). Dans le nord de l'Europe, il y a eu dépôt de sédiments clastiques continentaux et de lits de charbon mineurs; au large de la Norvège centrale, il y a eu accumulation de sables paraliques à débris houillers (Karlsson, 1984; fig. 8-3c). La paléogéographie de l'aube du Jurassique moyen suggère qu'il y a eu fermeture temporaire d'un passage marin reliant le nord-ouest de l'Europe et la mer Polaire (Olaussen et al., 1984). Des données recueillies dans le bassin de Sverdrup font penser que la régression y a été retardée; il y a eu accumulation étendue de grès glauconitiques et érosion de la marge du bassin durant le Bathonien et peut-être jusqu'à l'Oxfordien précoce (Balkwill et al., 1983).

Au Jurassique moyen, une phase de diastrophisme étendu (phase « mi-cimmérienne » de Ziegler, 1978) a provoqué ou accompagné la séparation des continents et le début de l'expansion du fond marin dans l'Atlantique Nord central. La croûte océanique la plus ancienne qui soit reconnue dans les sondages se trouve dans le bassin Blake-Bahama, où elle est recouverte de marnes et d'argiles silteuses, riches en radiolaires, du Callovien moyen (Sheridan et al., 1983). La profondeur de l'océan n'était pas anormalement faible durant le Callovien. À supposer que cette croûte océanique se soit formée sur une dorsale médio-océanique à une profondeur normale de 2,7 km, elle se serait enfoncée sous la charge des sédiments et de l'eau pour atteindre sa profondeur actuelle de 5 km. L'incertitude quant à l'origine continentale ou océanique de la croûte présente dans la bande de 200 km de large qui longe le bord occidental du bassin Blake-Bahama, entre l'anomalie magnétique de l'éperon Blake et l'anomalie magnétique de la côte Est, empêche la datation irréfutable de l'ouverture initiale de l'océan Atlantique. Une estimation relativement modeste de la vitesse de la dérive continentale (Sheridan et al., 1983) laisse penser qu'une expansion importante des fonds océaniques a débuté au Bathonien. Si le rift médio-atlantique a subsidé de plusieurs centaines de mètres sous le niveau marin durant le Sinémurien et si la croûte océanique bajocienne-bathonienne s'est formée à une profondeur normale de 2,7 km, la subsidence initiale du centre du bassin de l'Atlantique Nord était d'environ 10 cm/ka. D'après Westermann (1984), après le Bajocien, s'est formé un passage marin peu profond entre la Téthys occidentale profonde (Atlantique Nord central) et le corridor de l'Amérique centrale au nord-est et le super océan jurassique profond du Pacifique au sud-ouest.

Jurassique tardif

Des épisodes de transgression au cours du Bathonien, du Callovien et de l'Oxfordien tardif au Kimméridgien ont entraîné le dépôt de sédiments clastiques et carbonatés marins sur le pourtour de l'Atlantique Nord et du golfe du Mexique et presque partout dans le nord-ouest de l'Europe (fig. 8-3d). Par exemple, l'analyse micropaléontologique détaillée de séquences du Portugal et des bassins des Grands Bancs et du bassin Néo-Écossais révèle que les sédiments se sont déposés dans un milieu de plus en plus profond vers le sommet de la séquence, du Bathonien moyen jusqu'au Callovien et du Callovien jusqu'au début du Kimméridgien (Stam, 1986); ces données concordent avec les indices sédimentologiques (Jansa et Wade, 1975; Gibling et Stuart, sous presse). Chaque bassin sédimentaire qui s'est développé sur les marges continentales nord-atlantiques

possède ses propres caractéristiques, et les directions locales recoupent souvent les directions régionales ou y sont surimposées.

En général, les marges tardi-jurassiques de l'Atlantique Nord central, y compris la côte du golfe du Mexique, aux États-Unis, ont été des zones de développement étendu de plates-formes carbonatées (par ex., les formations de Smackover et d'Abenaki) (fig. 8-3d; Jansa, 1981; Jansa et Wiedmann, 1982). Le même faciès callovien-berriasien a une très grande étendue géographique en bordure du nord-ouest de l'Afrique, dans les bassins de Tarfaya et d'Essaouira et sur le plateau de Mazagan (von Rad et Sarti, 1986). Dans le nord-ouest de l'Europe, il y a eu accumulation principalement de shales marins d'eau peu profonde et de faibles quantités de calcaire, qui alternent localement de façon cyclique (Talbot, 1973). Des shales marins d'eau profonde se sont déposés dans la zone du rift qui s'est élargie progressivement entre le Groenland et la Norvège (Surlyk et Clemmenson, 1983; Karlsson, 1984); des sédiments clastiques néritiques se sont accumulés plus loin au nord, jusque dans le Svalbard (Mork et Bjoroy, 1984) et dans le bassin de Sverdrup (Balkwill et al., 1983).

Des roches mères d'hydrocarbures d'importance économique se sont formées au Kimméridgien précoce dans la mer du Nord, dans le sud de l'Angleterre et au large de la Norvège centrale. Ce faciès se prolonge jusqu'au secteur nord des Grands Bancs, où il constitue également une roche mère importante, et il est probablement représenté dans le centre du Portugal par les shales de la Formation de Tojeira. Tyson et al. (1979) ont élaboré un modèle plausible des événements qui ont mené à l'accumulation du faciès de shales bitumineux. Tout comme Talbot (1973), ils ont souligné l'alternance cyclique de calcaires à coccolithes et de shales bitumineux argileux, dans le sud de l'Angleterre. La pullulation du phytoplancton témoigne de conditions anaérobies généralisées dans une colonne d'eau stratifiée. Des facteurs de préservation exercent un contrôle majeur sur le faciès de shales foncés. D'après Tyson et al. (1979), au cours du Kimméridgien, dans le nord-ouest de l'Europe, le développement de conditions stagnantes étendues a été influencé tant par la paléogéographie que par la montée eustatique du niveau marin. Le Kimméridgien inférieur correspond vraisemblablement à la limite d'extension maximale des plates-formes jurassiques et la profondeur accrue de la colonne d'eau à cette époque a vraisemblablement isolé les eaux de surface mélangées des eaux de fond, créant une couche stagnante, potentiellement anaérobie. Au Kimméridgien, les vastes mers bordières peu profondes et le soulèvement tectonique étendu (Ziegler, 1982) peuvent avoir permis la création de nombreux bassins locaux « de plate-forme continentale » (baies, etc.), qui étaient principalement affectés par une convection périodique et un mélange turbulent des eaux de surface alors que les conditions étaient plutôt stagnantes sous le niveau d'action des vagues. La stagnation a provoqué la mortalité massive d'organismes et a été suivie par une nouvelle période de mélange convectif qui a accru la fertilité et la productivité des eaux de surface et donné lieu à un accroissement marqué de la population d'organismes planctoniques. Cet accroissement de la population planctonique a augmenté la teneur en matière organique des eaux de fond. La cause de ce retour périodique (cycle d'environ 14 000 ans) à une stratification thermique, malgré l'existence d'un climat subtropical égal, reste inconnue. Tyson et al. (1979) préconisent une combinaison de changements subtils dans les taux de subsidence locaux, la production primaire, la configuration de la circulation et le climat, qui auraient dérangé l'équilibre entre les conditions aérobies et anaérobies. Des circonstances similaires ont pu provoqué la mortalité massive périodique de foraminifères planctoniques observés dans les shales foncés de la Formation de Tojeira, dans le bassin de Montjunto, au Portugal (Stam, 1986).

Les données permettent de mieux connaître l'évolution de la partie centrale profonde du bassin nord-atlantique au Jurassique tardif qu'au Jurassique précoce et moyen. À de nombreux sites du Deep Sea Drilling Project (comme les sites 105, 376 et 534), la présence de basaltes tholéiitiques sur lesquels reposent des dépôts pélagiques confirme la nature océanique du bassin profond. Le Jurassique supérieur du bassin est constitué de deux séquences sédimentaires distinctes : 1) des marnes pélagiques rougeâtres, des argilites bigarrées et des calcaires marneux, qui sont plus anciens et se comparent au faciès de Rosso et Aptico du Jurassique italien; et 2) des calcaires susjacents blancs, à nannofossiles pélagiques, dont l'âge s'échelonne du Tithonique tardif au Hauterivien et se comparent à la Formation de Maiolica du domaine méditerranéen actuel (Bernouilli, 1972; Bernouilli et Jenkyns, 1974;Jansa et al., 1979; Ogg et al., 1983). Les lits turbiditiques abondent, notamment à proximité des marges continentales, tandis que les dépôts épais de coulées de débris sont présents au large des plates-formes carbonatées (Benson et al., 1978; Hinz et al., 1984; Jansa et al., 1984).

Au cours du Tithonique, au Jurassique tardif, la lithologie abyssale a beaucoup changé, les calcaires marneux rougeâtres ayant fait place à des calcaires blancs d'eau profonde (fig. 8-3d). Dans l'Atlantique Nord occidental, cette transition lithologique peut être relevée sismiquement à l'aide du réflecteur C (J_1) (Jansa et al., 1979); elle pourrait être le produit d'une modification du bilan des carbonates dans les océans. Des indices en provenance des marges de l'Atlantique et de la Téthys (décrits ci-dessous) montrent qu'au cours du Jurassique, le développement de plates-formes carbonatées et de récifs a ralenti et a été progressivement limité par des apports accrus de débris clastiques terrigènes.

Au large de la côte Est de l'Amérique du Nord, les sédiments clastiques margino-marins ont commencé à remplacer les sédiments carbonatés jurassiques d'eau peu profonde après le Callovien et ont recouvert, par progradation, les plates-formes carbonatées durant le Crétacé précoce (fig. 8-3d; Schlee et al., 1979; Jansa, 1981). Un changement similaire d'un régime de matériaux carbonatés à un régime de sédiments silicoclastiques est reconnu le long de la marge nord-ouest de l'Afrique (von Rad et Sarti, 1986) et dans le bassin lusitanien du Portugal et du nord-ouest de l'Espagne. En Espagne, Ziegler (1982) attribue ce changement au bombement progressif de la Meseta ibérique.

Cette restriction de la sédimentation des plates-formes carbonatées peut avoir provoqué une hausse relative de la teneur en carbonate de calcium dans les océans et une prolifération de nannofossiles, ce qui aurait accru l'accumulation de calcaires abyssaux. Nous ne savons pas pourquoi les matériaux carbonatés d'eau peu profonde ont cessé de s'accumuler au cours du Jurassique tardif et du Crétacé précoce, mais cet arrêt pourrait avoir été occasionné par des mouvements tectoniques verticaux régionaux et

des fluctuations du niveau marin, telles que la baisse bien documentée du Berriasien. Le déplacement vers le nord des plaques continentales a vraisemblablement été le facteur qui a le plus contribué au changement de faciès dans la partie septentrionale des plates-formes carbonatées. La construction de plates-formes carbonatées a eu lieu uniquement dans une zone située entre 30°N et 30°S; or, la majeure partie de l'Europe et de l'Atlantique Nord central a quitté cette zone au cours du Crétacé précoce. L'érosion d'un bombement bien connu de la bordure continentale de la marge en subsidence, au début de l'expansion des fonds marins (Beaumont et al., 1982), pourrait avoir accru le volume de matériaux clastiques. Une étude des bilans sédimentaires se révélerait donc fort utile.

Crétacé précoce

Une importante période de morcellement par failles et de basculement de blocs a affecté le Groenland oriental et la plate-forme norvégienne à la fin du Jurassique ou au début du Crétacé (Aasheim et Larsen, 1984; Surlyk, 1984). Le même événement tectonique, qui était probablement une réponse à l'étirement de la croûte, pourrait avoir causé le soulèvement local et le basculement de blocs continentaux en Europe occidentale, dans le golfe de Gascogne, le long des Grands Bancs, au Portugal et au large du Maroc. Par exemple, à certains endroits dans le bassin Néo-Écossais et le centre des Grands Bancs, les taux de sédimentation ont diminué d'un facteur de cinq ou plus. Sur le banc de Galice, la découverte de sédiments carbonatés d'eau peu profonde du Tithonique surmontés de matériaux clastiques du Crétacé précoce, qui révèlent un milieu de dépôt de plus en plus profond, confirme l'amorce de la subsidence du détroit atlantique séparant les Grands Bancs de la péninsule Ibérique au Crétacé précoce (parcours 103 du Programme de sondage des fonds marins — Boillot et al., 1986). L'ouverture s'est produite à l'époque des anomalies M-4 à M-0 (Hauterivien-Aptien). Ce même événement tectonique pourrait aussi être relié au stade initial de distension dans la mer du Labrador et au dépôt de sédiments volcanoclastiques qui sont intercalés avec des coulées de basaltes et dont l'âge varie de 139 Ma à 104 Ma (Berriasien et Albien) (fig. 8-3e, Umpleby, 1979; McWhae et al., 1980; Balkwill et al., 1983). La zone du rift du Labrador, qui se trouve dans la subsurface de la plate-forme continentale actuelle, est remplie de clastites non marines du Crétacé inférieur. À cet endroit, le taux de sédimentation terrigène était comparable à la vitesse de la subsidence (Gradstein et Srivastava, 1980).

Au cours du Crétacé précoce, la mer ne couvrait qu'une partie relativement restreinte des continents. Le niveau marin eustatique devait donc être bas, comparativement à celui du Jurassique tardif et du Crétacé moyen. Cette phase de bas niveau marin, alliée à l'activité tectonique, a déclenché l'accumulation de volumes considérables de matériaux clastiques le long de la marge continentale atlantique (fig. 8-3e). Comme il en a été fait mention précédemment, cette situation a entraîné la progradation de sédiments clastiques margino-marins et fluviatiles sur les plates-formes carbonatées, à partir de la cuvette de Baltimore vers le nord jusqu'aux Grands Bancs, et du Maroc jusqu'au Portugal. Dans les bassins du Portugal et le bassin Néo-Écossais, la présence de charbon et de calcaires oolitiques témoigne d'un climat tempéré chaud, qui ressemblait peut-être au climat actuel de la Floride. En Europe occidentale, les sédiments clastiques terrigènes du Néocomien, qui contiennent des quantités mineures de matériaux carbonatés, constituent généralement le faciès de « Wealden ».

D'épaisses séquences de sédiments clastiques deltaïques se sont accumulées au front des plates-formes; le long de la marge de l'Est du Canada, on en trouve dans le bassin de Terre-Neuve et dans certaines parties du bassin Néo-Écossais. Par endroits, les taux de sédimentation ont dépassé 15 cm/ka. Des cônes sous-marins se sont développés au front de ces séquences deltaïques épaisses, par exemple dans le bassin Néo-Écossais, la cuvette de Baltimore et les bassins d'Aaiun et de Tarfaya, au large de la côte nord-ouest de l'Afrique (Jansa et Macqueen, 1978; van Hinte et al., 1985; von Rad et Sarti, 1986). Au cours du Crétacé précoce, les taux de sédimentation abyssaux ont été cinq fois moins élevés dans le centre de l'Atlantique que le long de sa marge. L'accumulation de calcaires pélagiques blancs a continué jusque dans le Barrémien; cependant, l'épaisseur des marnes foncées riches en matière organique, qui sont intercalées entre les sédiments carbonatés, augmente progressivement vers le sommet de la coupe. Dans la partie ouest de l'Atlantique, la transition des calcaires aux shales foncés constitue le réflecteur sismique ß, qui sépare les formations de Blake-Bahama et d'Hatteras (Jansa et al., 1979).

Crétacé moyen

Plusieurs événements tectoniques majeurs se sont produits près de la limite du Barrémien et de l'Aptien et ont influencé la sédimentation sur les marges continentales, les plates-formes et le bassin profond de l'Atlantique Nord (fig. 8-3f). Le plus important d'entre eux a été le prolongement au nord, pour la première fois, entre les Grands Bancs de Terre-Neuve et la péninsule Ibérique, de l'axe de la dorsale médio-atlantique qui a séparé le bonnet Flamand, à l'est des Grands Bancs, du banc de Galice, à l'ouest de l'Espagne (Boillot et al., 1986). Il y a probablement eu prolongement au nord d'un axe d'écartement naissant et formation d'une jonction triple à l'embouchure du golfe de Gascogne. Un des bras de la jonction triple a causé l'ouverture initiale du golfe de Gascogne, tandis que le troisième s'est probablement étendu jusque dans la cuvette de Rockall, à l'ouest de l'Irlande. Dans ces régions, où la croûte océanique commençait à peine à se former, le fond marin ne se situait qu'à des profondeurs de 1 ou 2 km. À l'extrémité méridionale de la marge continentale de l'Est du Canada, la régression précédemment décrite a pris fin au Barrémien (vers 120 Ma), lorsque des sédiments clastiques, principalement fluviatiles, ont été déposés jusqu'à la bordure de la plate-forme continentale. La transgression aptienne ultérieure a entraîné le dépôt de shales d'eau peu profonde sur toute la plate-forme, de la côte du golfe du Mexique, au sud, jusqu'aux Grands Bancs de Terre-Neuve, au nord. Après une courte période de régression qui a duré de l'Aptien tardif ? à l'Albien précoce, s'est poursuivie la lente transgression pendant laquelle des sables deltaïques et de milieu marin peu profond se sont accumulés sur les plates-formes continentales au large de la côte Est de l'Amérique du Nord (Jansa et Wiedmann, 1982). Dans le sud de la mer du Nord et le nord de l'Allemagne, la suite des événements a été différente : il y a eu transgression progressive au Valanginien et au Barrémien et régression temporaire du début jusqu'au milieu de l'Aptien (Ziegler,

1982). Cette différence reflète l'influence du diastrophisme local sur la sédimentation, la subsidence étant localement supérieure à la baisse du niveau marin. Le long des marges de la Norvège et du Groenland, la présence de shales et de quantités mineures de sédiments clastiques qui ont été déposés au cours d'une transgression du Crétacé moyen (Birkelund et al., 1974; Surlyk, 1978; Aasheim et Larsen, 1984; Larsen et Skarpnes, 1984; Westre, 1984) témoigne d'une subsidence continue de la marge; des dépôts néritiques ont été mis en place sur la majeure partie des marges, et des faciès terrigènes d'eau plus profonde se sont accumulés dans le rift central (fig. 8-3f). Comme il en a été fait mention précédemment, le Crétacé moyen a été une époque de diastrophisme intense qui a mené, à son plus fort durant l'Aptien tardif et l'Albien précoce, au développement de discordances étendues et à une période d'érosion profonde. Par endroits, cette érosion profonde a mis au jour des roches du Jurassique inférieur (Jansa et Wade, 1975); elle a également pénéplané des blocs basculés du socle, non seulement sur la plate-forme mais aussi dans les parties plus profondes de la marge continentale, où l'érosion sous-marine a tronqué les blocs. Il en existe des exemples dans le golfe de Gascogne, sur la dorsale de Terre-Neuve, au large du banc de Galice et dans le bassin du Shetland occidental (Grant, 1979; Montadert et al., 1979a, b; Ziegler, 1982; de Graciansky et al., 1985; Boillot et al., 1986). Ce diastrophisme est une expression de la phase tectonique « autrichienne » (Ziegler, 1982), soit la dernière phase tectonique importante ayant affecté le segment sud de l'Atlantique Nord septentrional. Il est probablement une conséquence de la réorganisation des contraintes à l'intérieur des plaques lithosphériques, par suite du prolongement vers le nord de l'axe d'expansion dans les régions de la péninsule Ibérique septentrionale, des Grands Bancs, du golfe de Gascogne et de la partie sud de la cuvette de Rockall. Un volcanisme alcalin étendu a accompagné le diastrophisme dans la partie centrale des plaques; il est reconnu à partir de la cuvette du canyon de Baltimore vers le nord jusqu'aux Grands Bancs (Jansa et Pe-Piper, 1985), puis vers le nord-ouest de l'Europe (Dixon et al., 1981; fig. 8-3f).

Dans le bassin profond de la partie centrale de l'Atlantique Nord, la nature et la composition des sédiments ont beaucoup changé au cours du Barrémien et de l'Aptien. En effet, les sédiments carbonatés pélagiques ont été remplacés progressivement par des shales gris foncés non calcaires, riches en matière organique, qui sont souvent appelés le faciès des « shales noirs » de la Formation d'Hatteras (Jansa et al., 1979). Ce lithofaciès très étendu a continué à s'accumuler au cours du Cénomanien. Des sondages ont confirmé sa présence dans l'Atlantique Nord central, l'Atlantique Sud, la Méditerranée et le Pacifique (Bernoulli, 1972; Thiede et van Andel, 1977; Dean et al., 1978; Arthur et Natland, 1979). Dans l'Atlantique Nord, il se prolonge jusqu'à l'éperon Goban et au golfe de Gascogne (fig. 8-1b; de Graciansky et al., 1985). Ces shales noirs océaniques sont dépourvus de carbonates et se sont donc déposés principalement sous le niveau de compensation des carbonates; toutefois, des dépôts similaires riches en carbone organique se trouvent également dans les parties les plus profondes des marges continentales, où ils forment des marnes.

Plusieurs théories ont été proposées concernant l'origine de ces shales noirs du Crétacé moyen (Fischer et Arthur, 1977; Thiede et van Andel, 1977; Dean et al., 1978; Habib, 1982). Elles englobent la stagnation des bassins, les changements dans la circulation des eaux, les apports élevés de matière organique dans le bassin et les changements diagénétiques dans les sédiments du bassin. Reyment et Bengtson (1985) en ont publié un excellent résumé.

Les shales noirs constituent une source potentielle d'hydrocarbures, quoique ceux qui ont été découverts jusqu'à maintenant soient thermiquement immatures (Katz, 1983). La matière organique terrestre qu'ils contiennent en font une source potentielle de gaz, bien que quelques niveaux seulement aient donné des quantités considérables de gaz lors d'expériences en laboratoire. Les shales contiennent également de la matière organique marine, riche en hydrogène, qui n'est concentrée que localement dans le bassin du Cap Vert au large de l'Afrique occidentale (Tissot et al., 1980), près de la limite du Cénomanien et du Turonien; le potentiel de ces sédiments comme source d'hydrocarbures liquides apparaît donc limité.

Crétacé tardif

Une jonction triple bien définie, située à l'embouchure du golfe de Gascogne, a séparé les plaques continentales nord-américaine, afro-ibérique et européenne. Des bassins océaniques étroits se sont développés dans le golfe de Gascogne, la cuvette de Rockall et la mer du Labrador (fig. 8-2d, 8-3g). Pour la première fois, un passage marin peu profond s'est développé au nord de la mer du Labrador, à travers la baie de Baffin et jusque dans le bassin de Sverdrup et la mer Polaire. Le détroit épicontinental qui s'ouvrait entre le Groenland et la Norvège reliait également l'Atlantique Nord et la mer Polaire. Les lithofaciès présentent une différentiation géographique distincte : les marnes et les craies prédominent dans les mers épicontinentales de l'Europe (Ziegler, 1981), la péninsule Ibérique et le nord-ouest de l'Afrique, et les sédiments clastiques ou les marnes à grain fin dominent sur les marges occidentales de l'Atlantique Nord (à l'exception de la côte du golfe du Mexique), et dans le détroit groenlando-norvégien et l'Arctique (fig. 8-3g).

Le niveau marin mondial a atteint un maximum au Crétacé tardif; selon les estimations, il variait d'une à plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau actuel (Hardenbol et al., 1981). Dans la plupart des bassins sédimentaires en bordure de l'Atlantique, ce changement de niveau marin se traduit par une continuation de la transgression qui a commencé à l'Aptien. Le relief géographique était peu prononcé en raison de la longue période d'érosion de l'arrière-pays à la périphérie de l'Atlantique qui a commencé à la naissance de l'océan au Trias tardif et au Jurassique, ou même avant (Carbonifère tardif-Permien). Les effets combinés du niveau marin élevé et du relief peu prononcé ont réduit considérablement l'apport de sédiments clastiques dans les océans. Des mudstones glauconitiques, des marnes et des craies ont été déposés dans les mers bordières (fig. 8-3f); en outre, le taux de sédimentation a beaucoup diminué dans les parties plus profondes du bassin nord-atlantique. Du Cénomanien tardif au Maastrichtien, des argiles bigarrées non calcaires se sont accumulées dans le bassin profond, à un taux inférieur à 0,3 cm/ka (Jansa et al., 1979). Dans l'Atlantique central, au cours du Maastrichtien, le niveau de compensation des carbonates a baissé et il y a eu accumulation d'une craie distincte d'eau profonde « le Membre de Crescent Peaks de la Formation de Bermuda » dont l'épaisseur varie de 2 à 46 m et qui s'étend jusque dans le golfe de Gascogne. À certains sites du Deep

Sea Drilling Project adjacents à la marge continentale de l'Est du Canada, par exemple les sites 111 (50°26'N, 46°22'W, dôme Orphan) et 384 (40°22'N, 51°40'W, dorsale de l'anomalie J), il existe une lacune entre les strates de l'Albien ou du Cénomanien et celles du Campanien ou du Maastrichtien.

Sur la plate-forme continentale de l'Est du Canada, le Crétacé tardif marque le début du dépôt des sédiments transgressifs sur des strates plus anciennes qui, à certains endroits, avaient subi une déformation tectonique. Pour la première fois, une grande partie de ce qui est maintenant la plate-forme externe des Grands Bancs et la partie externe de la plate-forme Néo-Écossaise s'est enfoncée en eau profonde (Gradstein et al., 1975). Cet approfondissement progressif est attribué à une montée du niveau marin planétaire et à une réduction des apports de sédiments clastiques, plutôt qu'à des événements tectoniques survenus le long de la marge.

Deux impulsions transgressives distinctes sont reconnues sur la plate-forme continentale de l'Est du Canada; la première date du Turonien et la seconde, principalement du Campanien. Des craies et des calcaires riches en nannoplancton ont été déposés au cours de ces périodes de transgression; leur âge est presque d'un étage plus jeune dans le bassin de Terre-Neuve que dans le sud du bassin Néo-Écossais (Doeven, 1983). Des lits marquant la limite du Crétacé et du Tertaire sont conservés sur la dorsale de l'anomalie J, au sud-est des Grands Bancs (Thierstein et Okada, 1979); par contre, sur la marge continentale, il existe un important hiatus dans le Campanien, le Maastrichtien et le Paléocène (Doeven, 1983) qui peut être le produit de l'érosion ou de l'interruption de la sédimentation par suite d'une chute planétaire ou locale du niveau marin, à la limite du Crétacé et du Tertiaire. Cette baisse apparente du niveau marin pourrait être reliée à la séparation des continents au nord de la zone de fracture de Charlie-Gibbs — soit la phase tectonique laramienne.

Tertiaire au sud de la mer du Labrador

L'histoire sédimentaire tertiaire de la marge continentale de l'Est du Canada, au sud de la mer du Labrador, est mal connue, principalement parce que les sédiments tertiaires offrent peu d'intérêt pour la recherche d'hydrocarbures. En général, tous les sédiments tertiaires de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs sont groupés en une seule formation (McIver, 1972; Jansa et Wade, 1975), celle de Banquereau, malgré la présence d'importants changements sédimentaires et de disconformités dans les puits et les profils sismiques (Poag, 1982; Gradstein et Agterberg, 1982). L'épaisseur des sédiments tertiaires augmente progressivement vers la bordure de la plate-forme continentale actuelle et, par endroits, dépasse 2,5 km. Des sédiments paléocènes relativement peu épais, déposés en milieu néritique à bathyal, supportent des strates oligocènes et éocènes beaucoup plus épaisses qui se sont accumulées en eau plus profonde. Les sédiments néogènes susjacents ont été déposés en eau moins profonde. Les sédiments miocènes près de la bordure des Grands Bancs méridionaux ont parfois plus de 1 km d'épaisseur.

La lithologie tertiaire prédominante se compose de mudstones, qui indiquent des apports terrigènes, et de quantités mineures de sables qui datent surtout du Paléocène et du Miocène. Au cours du Paléocène et de l'Éocène précoce à moyen, il y a eu accumulation locale de craie dans la partie externe de la marge continentale, aux endroits où la productivité pélagique était plus élevée et les apports de sédiments terrigènes plus faibles. L'Éocène a également été une période de dépôt d'argilites zéolitiques. Des lits riches en diatomées et en radiolaires sont parfois présents, de façon sporadique, parmi les roches cénozoïques; ils pourraient témoigner d'une remontée locale d'eau le long de la marge, particulièrement durant le Paléocène tardif et l'Éocène précoce et durant l'Oligocène tardif et le Miocène précoce (Thomas et Gradstein, 1981). L'intervalle englobant l'hiatus étendu qui sépare les dépôts marins de plate-forme du Miocène et les sédiments clastiques glaciomarins du Pliocène tardif et du Pléistocène, est généralement mal échantillonné. Cet hiatus équivaut à une partie ou à l'ensemble de la zone classique à *Neogloboquadrina acostaensis* (foraminifères planctoniques) et à l'intervalle présent à l'intérieur ou juste au-dessus de la zone à *Ceratobulimina contraria* (foraminifères benthiques) (Gradstein et al., 1985).

Gradstein et Agterberg (1982) ont attiré l'attention sur la lacune majeure et constante qui se trouve dans les lits du Tertiaire moyen, à la bordure de la plate-forme Néo-Écossaise et dans les Grands Bancs méridionaux. Cette lacune correspond largement aux zones classiques à *Cassigerinella chipolensis* et à *Globigerina ampliapertura* (foraminifères planctoniques), de l'Oligocène précoce (fig. 8-4). Les limites stratigraphiques supérieure et inférieure de la lacune varient probablement dans le temps; en outre, par endroits, il manque une partie de l'Éocène et de l'Oligocène-Miocène initial. D'après Gradstein et Agterberg, les lacunes sont le résultat de l'érosion survenue au cours de la régression côtière de l'Oligocène précoce, et elles reflètent une importante baisse eustatique du niveau marin suivie par une transgression attribuée à la subsidence continue. Miller et al. (1984) supportent ce modèle; d'après eux, la baisse eustatique du niveau marin qui a eu lieu au début de l'Oligocène (vers 31 Ma) a déclenché l'érosion et le creusement de canyons sur les marges au large de la côte ouest de l'Europe et de la côte est des États-Unis. Durant l'Oligocène moyen, le niveau marin a monté localement par suite de la subsidence accrue de la marge. La question des lacunes stratigraphiques et de leur origine sera examinée dans la section sur la subsidence et la sédimentation.

Dans la zone abyssale de l'Atlantique Nord occidental, des argilites bigarrées se sont accumulées lentement, en moyenne à un taux inférieur à 0,1 cm/ka, du Crétacé tardif jusqu'au Tertiaire précoce. Les sédiments sont riches en composantes siliceuses, telles que des radiolaires, des diatomées et des spicules de spongiaires siliceux, en zéolites et en débris volcaniques (Jansa et al., 1979). Le chert, qui constitue le réflecteur sismique A^c, est en grande partie limité au Paléocène tardif et à l'Éocène précoce (voir Tucholke et Mountain, 1979).

Le mode de formation du chert est très controversé, mais la plupart des hypothèses invoquent une combinaison de la circulation en profondeur, de la remontée d'eau fraîche, riche en éléments nutritifs, et du volcanisme accru. Cette eau fraîche riche en éléments nutritifs provient vraisemblablement de latitudes plus élevées et a atteint la surface dans des zones de remontée, le long d'un courant qui ceinturait le globe entier et circulait vers l'ouest à travers la Téthys, l'Atlantique Nord et le Pacifique.

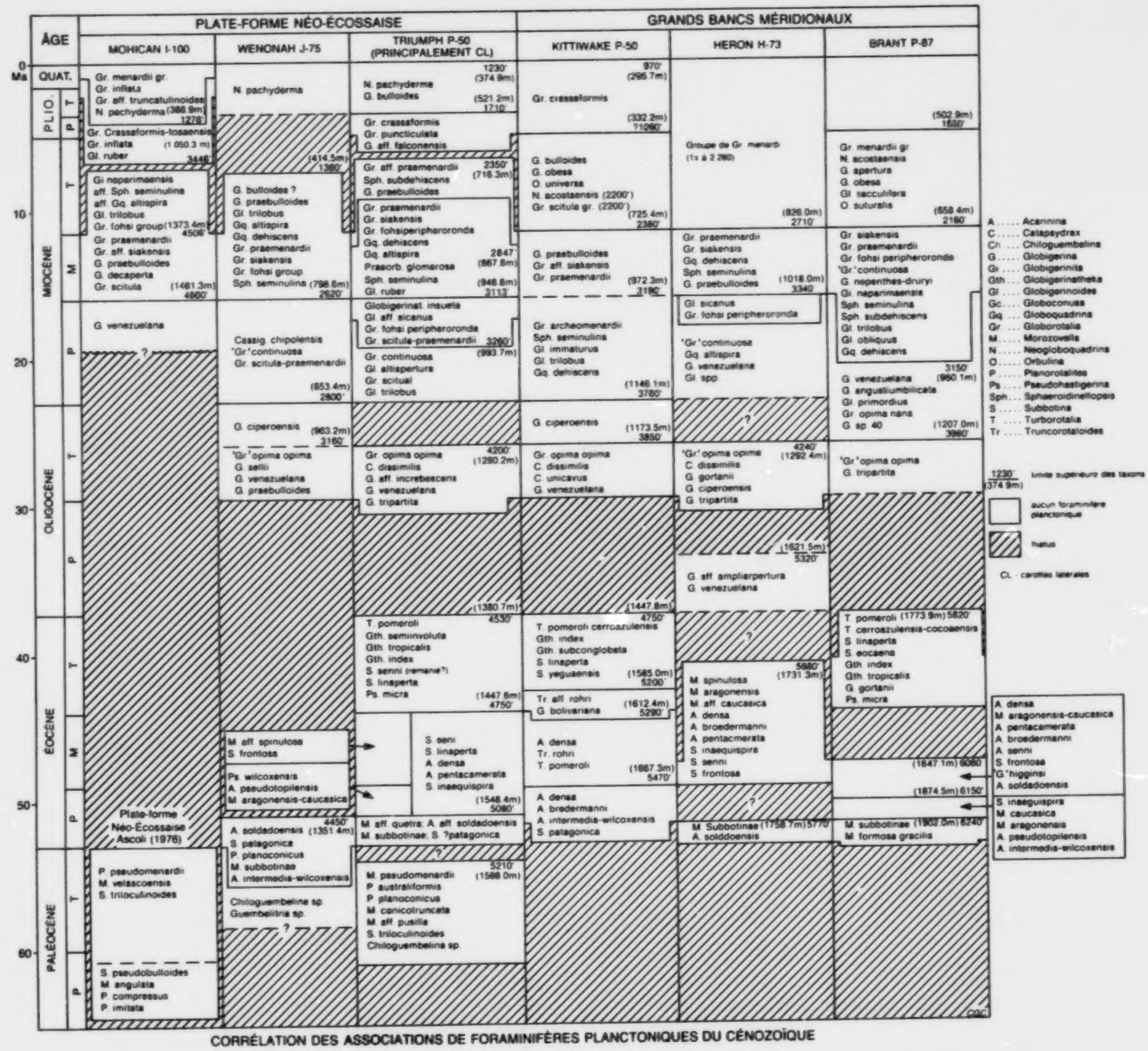


Figure 8-4. Indices biostratigraphiques de l'existence d'une disconformité de l'Oligocène précoce dans le bassin Néo-Écossais (d'après Gradstein et Agterberg, 1982).

L'influence des courants profonds sur les sédiments abyssaux s'est accrue de l'Éocène au Miocène, donnant lieu à l'accumulation de sédiments transportés par des courants de dérive et à la formation d'hiatus. Par exemple, dans la mer du Labrador et la partie est de l'Atlantique, le réflecteur sismique R[4] montre que des sédiments principalement pélagiques passent à des sédiments hémipélagiques, pélagiques et à des sédiments terrigènes déposés par les courants de dérive (Miller et al., 1982; Roberts et al., 1984; Kidd et Hill, 1986) qui datent d'environ l'Oligocène. Cette influence accrue des courants profonds est généralement associée à l'érosion de la plaine abyssale et du glacis de l'Atlantique occidental, l'érosion ayant été supérieure à proximité du glacis où il manque une plus grande partie de la coupe stratigraphique. D'après Tucholke et Mountain (1979), l'horizon sismique A[u] représente l'expression sismique stratigraphiquement la plus profonde de cette érosion; au sud du cap Hatteras, dans la Caroline du Nord, cet horizon recoupe une variété de couches qui remontent jusqu'au Crétacé précoce. L'étendue de ce réflecteur semble indiquer que l'érosion a été le résultat d'un courant côtier profond à circulation sud qui était plus intense vers l'ouest et qui a pu être un précurseur du sous-courant occidental côtier actuel. L'horizon A[u] se situe au sommet d'une séquence de sédiments dont les plus récents pourraient dater de l'Éocène tardif; il se situe à la base de sédiments qui remontent jusqu'au Miocène précoce. L'absence de l'Oligocène fait penser qu'il y a eu érosion à cette époque.

D'après les auteurs du présent chapitre, le biseau épais de dépôts miocènes d'eau peu profonde qui se trouve le long des marges ouest de la mer du Labrador et de l'Atlantique occidental peut avoir été la source principale de sédiments pour le précurseur du sous-courant occidental côtier. Le façonnement et le tapissage du glacis occidental — dont les effets sont visibles sur les éperons tels que l'éperon Sackville, au large des Grands Bancs septentrionaux, et sur la dorsale externe Blake — ont commencé durant le Miocène. La dorsale externe Blake a été largement échantillonnée; elle se compose de boues hémipélagiques, déposées à partir de couches néphéloïdes qui étaient transportées par des courants de contour (Heezen et al., 1966; Hollister et al., 1972; Sheridan et al., 1983). Les taux de sédimentation y ont atteint 5 à 10 cm/ka.

À en juger par des indices acoustiques, les sédiments de la dorsale externe Blake devraient contenir des hydrates gazeux. Pour ce qui est de la température et de la pression, la dorsale et ses sédiments se situent à l'intérieur de la zone de stabilité prévue des hydrates gazeux. Un sondage mené au site 533 (31°16'N, 74°52'W) du Deep Sea Drilling Project a confirmé ces indices; les isotopes ^{13}C et les rapports C_1/C_2 indiquent que les hydrates gazeux ont été créés par la diagenèse normale de la matière organique contenue dans les sédiments. Aucun indice n'a été trouvé qui pourrait suggérer que le gaz est un produit du craquage thermique.

Crétacé-Tertiaire, mer du Labrador et baie de Baffin

La marge du Labrador est composée d'une épaisseur maximale de 5 km de sédiments crétacés et cénozoïques. Ces sédiments, de nature principalement clastique, ont été déposés durant trois phases de l'évolution géologique de la mer du Labrador (voir les chapitres 2 et 7): Crétacé — stade de distension; Maastrichtien à Éocène — expansion des fonds océaniques; Oligocène à Holocène — phase suivant l'expansion active des fonds. Les parties proximales du biseau de sédiments clastiques ont jadis recouvert la région qui est maintenant occupée par les chenaux marginaux au large du Labrador, mais les sédiments y ont été érodés puis déposés vers le large durant le Miocène tardif et après.

Le segment occidental du fossé d'effondrement crétacé, qui se trouve dans la subsurface de la plate-forme continentale actuelle du Labrador, a été échantillonné au moyen de puits d'exploration. La Formation d'Alexis comprend les roches les plus anciennes du rift mésozoïque; elle se compose de matériaux volcanoclastiques basaltiques d'origine continentale du Néocomien. Cette unité de « bassin intramontagneux » passe latéralement et vers le haut à la Formation de Bjarni du Crétacé moyen, qui se compose de sables grossiers avec un peu de shale et de lignite et qui a été mise en place sur la partie supérieure d'une plaine deltaïque parsemée de marécages et de rivières anastomosées. La Formation de Bjarni comble les creux du socle. Les sables pourraient contenir des hydrocarbures (voir Balkwill et al., chapitre 7, et Campbell et Bell, chapitre 12). L'occurrence la plus septentrionale de mudstones non marins du Barrémien-Cénomanien se trouve dans la baie Cumberland (MacLean et al., 1986).

Dans la mer du Labrador, la sédimentation marine a commencé au Crétacé moyen, lorsqu'un passage s'est formé au cours de la phase de haut niveau marin de l'Albien-Turonien. Des roches clastiques de milieu marin peu profond de l'Albien au Campanien ont été échantillonnées au nord jusqu'à la plate-forme sud-est de Baffin.

La chronologie de la transgression ancienne principale dont témoignent les sédiments correspond étroitement au début de l'expansion des fonds océaniques dans le sud de la mer du Labrador, à l'époque des anomalies 34 à 32 (de 86 Ma à 70 Ma, Santonien à Maastrichtien) (fig. 8-1, 8-2). Le faciès de shale du Maastrichtien-Paléocène qui se trouve dans la plate-forme actuelle est considéré comme étant homotaxique aux dépôts océaniques les plus anciens de la mer du Labrador nouvellement créée; ces dépôts n'ont pas encore été forés. Cette unité contient plusieurs discordances fort utiles à la cartographie sismique (voir Balkwill et al., chapitre 7). Des études de sismique-réflexion profonde ont révélé qu'au cours du Maastrichtien-Éocène, la plate-forme du Labrador et la plate-forme nord-est de Terre-Neuve avaient un relief différentiel prononcé. Les grabens de cette région compartimentée contiennent des sédiments terrigènes pauvres en carbonates et des sédiments fluviomarins qui se sont accumulés rapidement à un taux de 10 à 20 cm/ka. Les sédiments sont principalement des shales et des mudstones, mais comportent aussi des sables feldspathiques et quartzeux (grès de Gudrid), du Paléocène moyen à l'Éocène inférieur, et une certaine quantité de shale et de charbon détritique. Les grès de Gudrid constituent une cible potentielle d'hydrocarbures d'importance économique et ont donné du gaz humide. Les faciès qui sont délimités sur les profils sismiques sont tantôt des turbidites de plaines deltaïques, tantôt des turbidites prodeltaïques, probablement selon la position des profils par rapport à la stratigraphie (Umpleby, 1979; McWhae et al., 1980).

La Formation de Kenamu, essentiellement d'âge éocène, se compose principalement de shale, mais comprend également une unité latéralement discontinue de sable (Membre de Leif) à son sommet. En général, le shale s'est accumulé dans un milieu s'étendant de la zone néritique externe à la partie supérieure de la zone bathyale, puisqu'il contient une association variée de foraminifères arénacés et, localement, des foraminifères planctoniques, des foraminifères benthiques tels que *Pleurostomella*, et des stilostomellidés; la présence de lits peu épais de calcaire micritique atteste d'interruptions de l'apport de sédiments clastiques.

Les shales du Maastrichtien à l'Écene témoignent localement d'une circulation de fond relativement restreinte, ce qui explique l'abondance et la diversité générales des foraminifères agglutinants. Dans les dépôts distaux, qui ont été échantillonnés plus loin vers le large, l'association ressemble aux associations de « type flysch » observées dans les grabens tertiaires Viking et Central de la mer du Nord, dans les faciès du Crétacé supérieur et de l'Éocène de l'avant-fosse des Carpates et dans les faciès du Maastrichtien au Paléocène de la partie sud de l'avant-fosse de la Trinité (Gradstein et Berggren, 1981; Kaminski et al., sous presse).

L'expansion du fond de la mer du Labrador a pris fin juste avant l'époque de l'anomalie 13 (36 Ma, Oligocène), près de la limite Éocène-Oligocène. À la même époque, le milieu de dépôt dans la région occupée par l'actuelle plate-forme du Labrador est passé d'une mer profonde à une mer peu profonde. Ce changement d'environnement a été

marqué par la disparition des associations néritiques et bathyales décrites ci-dessus et par l'apparition d'une association benthique calcaire peu variée appartenant aux zones de foraminifères à *Turrilina alsatica alsatica*, *Uvigerina dumblei*, *Spiroplectammina carinata* et *Ceratobulimina contraria*. Ces associations contiennent très peu de foraminifères pélagiques. Les sédiments néogènes sont plus grossiers que les dépôts sous-jacents et, d'après les données sismiques, peuvent atteindre 2 000 m d'épaisseur. Plusieurs disconformités biostratigraphiques et sismiques sont reconnues (voir le chapitre 7) dans le Néogène, et elles ont été mises en corrélation avec des lacunes sédimentaires de l'Oligocène et du Miocène tardif.

Les sédiments des zones les plus profondes de la partie méridionale de la mer du Labrador sont connus grâce à des sondages entrepris aux sites 111 et 112 du Deep Sea Drilling Project et au site 647 du Programme de sondage des fonds marins. Le site 111 se trouve sur le dôme Orphan, qui est un mont sous-marin isolé situé sur la marge orientale du bassin Orphan. Le site 112 a été foré à proximité d'une crête du socle, au centre de la mer du Labrador. Les sédiments les plus anciens datent d'environ 56 Ma (Paléocène), ce qui concorde avec les résultats de forage au site 647, sur l'anomalie 24 (56 Ma, Paléocène), immédiatement au sud-est.

Ces sondages ont fourni des données qui permettent d'établir les configurations de circulation en eau profonde et peu profonde. Au site 112, le réflecteur sismique R^4 qui date à peu près de l'Oligocène témoigne d'un changement d'une sédimentation pélagique à une accumulation de sédiments transportés par les courants de dérive. Il atteste une circulation profonde plus intense des eaux en provenance de hautes latitudes septentrionales et méridionales. Les eaux profondes et froides ne sont vraisemblablement pas venues de la baie de Baffin, mais plutôt de la mer de Norvège (eau de débordement de la mer de Norvège), comme en témoigne l'étendue du réflecteur R^4 dans l'est de la mer du Labrador et de l'Atlantique. De plus, il se peut que l'Arctique canadien n'ait pas été suffisamment froid au cours de l'Oligocène : les sites 111 (50°26'N, 46°22'W) et 112 (54°01'N, 46°36'W) montrent clairement la transition, durant le Pliocène moyen, des taxons de foraminifères pélagiques subtropicaux et tempérés aux taxons pélagiques subpolaires, ce qui témoigne d'une glaciation polaire dans l'hémisphère Nord (Poore et Berggren, 1974). Comme il en sera question plus loin, on constate que très peu des sondages effectués sur la marge continentale de l'Est du Canada contiennent une quantité importante de fossiles planctoniques plus jeunes que le Miocène moyen. Cette situation est attribuée à la profondeur réduite de la mer, à l'hiatus du Miocène tardif (Gradstein et Agterberg, 1982) et au refroidissement accru qui a donné naissance au courant du Labrador, un courant de surface froid à salinité relativement faible.

L'histoire sédimentaire mésozoïque et cénozoïque de la baie de Baffin est mal connue. Malgré la disponibilité de données sismiques, un seul sondage y a été effectué — au site 645 (70°28'N, 64°40'W) du Programme de sondage des fonds marins — et il a abouti dans des sédiments miocènes. L'absence de renseignements stratigraphiques nuit à la formulation d'hypothèses concernant le mécanisme de développement de ce « petit bassin océanique », soit par expansion (Keen et Peirce, 1982), soit par affaissement (Grant, 1982). Dans la baie de Baffin, la croûte océanique est recouverte de sédiments dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs milliers de mètres et est donc pratiquement inaccessible aux sondages. Des sites pourraient être choisis sur le talus occidental de la baie en vue d'obtenir des données de nature stratigraphique de son évolution océanique (Gradstein et al., 1984; J. Peirce, communication personnelle, 1984). À Nugssuaq et à des endroits adjacents dans le Groenland occidental, des sédiments shaleux de milieu marin peu profond du Turonien et du Danien reposent sous des basaltes continentaux. Dans le sud-est de l'île de Baffin, des sédiments marins de l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur, du Crétacé supérieur (Sénonien) et du Paléocène reposent sur des basaltes (voir aussi le chapitre 7).

Les microfossiles et les macrofossiles nous renseignent sur les liens qui existaient entre la baie de Baffin et d'autres régions, au cours du Crétacé tardif et du Paléocène. D'après Williams et Stelck (1975), au Crétacé tardif, un détroit marin s'étendait du domaine épicontinental des régions intérieures de l'Ouest jusque dans la baie de Baffin. Dans l'archipel arctique, la répartition des sédiments du Crétacé moyen semble indiquer que des mers bordières se sont étendues vers le sud jusque dans la baie de Baffin (Balkwill et al., 1983; fig. 8-3f). Au Campanien (tardif), la faune d'ammonites au Groenland occidental est devenue moins endémique (Birkelund et Perch-Nielsen, 1976), ce qui pourrait être lié à la présence d'un détroit marin reliant l'Atlantique à l'Arctique, en passant par la baie de Baffin. Cette diminution du degré d'endémisme coïncide avec les premiers stades d'ouverture de la mer du Labrador (anomalies 34 à 28 (86 à 64 Ma, Santonien à Paléocène)). La présence de foraminifères planctoniques campaniens ou maastrichtiens et daniens dans les Shales de Nugssuaq, au Groenland occidental, est attribuée à l'invasion par des eaux de surface venues de l'Atlantique plutôt que de l'Arctique; elle témoigne de l'existence, à la toute fin du Crétacé et au Danien, d'un passage qui reliait directement la baie de Baffin à l'Atlantique Nord (Gradstein et Srivastava, 1980). Le milieu n'était pas tropical, mais pourrait avoir été tempéré; cette possibilité concorde avec les conclusions de Floris (1972), qui sont fondées sur la présence de scléractinies.

SUBSIDENCE ET SÉDIMENTATION

Les courbes de subsidence et d'enfouissement des sédiments sont des outils fort utiles aux analyses géologiques. Elles peuvent expliquer et illustrer graphiquement des détails de l'histoire géologique. Les auteurs du présent chapitre s'en servent pour relier des événements tectoniques, sédimentaires et paléo-océanographiques le long de la marge atlantique du Canada.

La subsidence est le résultat de processus agissant dans la lithosphère et l'asthénosphère (Keen et Beaumont, chapitre 9); elle peut être définie comme le mouvement vertical du « socle » en un point situé sous une couverture sédimentaire, après correction du mouvement vers le bas attribué à la charge exercée par les sédiments. Selon Watts et Steckler (1981), la profondeur Y du socle déchargé est donnée par la formule suivante :

$$Y = S \bullet \frac{P_m - P_s}{P_m - P_w} + \frac{W_1 + W_2}{2} + \frac{d_1 + d_2}{2} - \frac{P_w}{P_m - P_w} \bullet \frac{d_1 + d_2}{2} \qquad (1)$$

où p_m, p_s et p_w représentent la masse volumique moyenne du manteau, des sédiments et de l'eau de mer, respectivement, w_r représente l'estimation minimale et w_m l'estimation maximale de la paléoprofondeur de l'eau, d_r est l'estimation minimale et d_m l'estimation maximale de la hauteur du niveau marin au-dessus ou au-dessous du niveau actuel, et S* est l'épaisseur originale (non compactée) des sédiments. La masse volumique moyenne des sédiments (p_s) est calculée à l'aide de la formule suivante :

$$p_s S = \frac{[F \cdot p_w + (1 - F) \cdot p_g] \cdot S}{S^*} \qquad (2)$$

où F représente la porosité calculée à partir de la vitesse des ondes sonores ou de mesures effectuées en laboratoire sur des carottes (Stam et al., 1987), p_g est la compacité et S, le rapport épaisseur/profondeur avant la décompaction.

L'équation de la subsidence est appliquée en utilisant la méthode du « dénudement à rebours» (backstripping); la valeur de Y est calculée pour chaque couche successive de sédiments, en commençant par la plus récente qui est ensuite enlevée; la profondeur du socle est alors calculée avant le dépôt de cette couche.

La « courbe d'enfouissement » est définie ici comme étant la trajectoire suivie au cours du temps par un niveau d'âge donné dans un puits, en allant de la profondeur de sédimentation d'origine jusqu'à la profondeur d'enfouissement actuelle. On utilise des épaisseurs restituées. La décompaction est réalisée en faisant remonter chaque unité lithologique le long de sa courbe de porosité-profondeur, qui est calculée à partir de diagraphies acoustiques. À un temps donné, la profondeur d'enfouissement B_d est fonction de l'épaisseur de la colonne sédimentaire restituée, de la profondeur d'eau au moment de la sédimentation et, le cas échéant, de la hauteur du niveau marin eustatique par rapport au niveau actuel :

$$B_d = S^* \frac{w_r + w_m}{2} + \frac{d_r + d_m}{2} \qquad (3)$$

Dans le cas des marges continentales passives, le mouvement vertical est généralement descendant, en raison de la distension de la croûte et de la dégradation thermique de la croûte profonde et du manteau supérieur. La présente section examine le lien qui unit la tectonique des plaques, la subsidence du « socle » et les taux restitués de sédimentation et d'enfouissement dans les bassins jurassiques, crétacés et cénozoïques qui longent la marge de la région atlantique du Canada. Des sites de forage représentatifs ont été choisis pour lesquels il existe des renseignements sur l'âge, la lithologie et le temps de parcours des ondes sonores, et pour lesquels des paléoprofondeurs de l'eau ont été déduites à partir d'associations de fossiles. Les programmes DEPOR et BURSUB (Fortran 77), qui ont été élaborés en vue de fournir des interprétations numériques et graphiques, sont expliqués et listés par Stam et al. (1987). Les figures 8-5a et 8-6a montrent la sédimentation d'origine, l'histoire de l'enfouissement et les taux de subsidence pour les puits Murre G-67, dans le bassin de Jeanne d'Arc, et Mohican I-100, dans le sud du bassin Néo-Écossais. Le puits Murre aboutit dans le « socle » métamorphique dévonien sur lequel repose, en discordance, des strates du Jurassique inférieur. Plus de 75 % de l'enfouissement survenu dans le puits Murre et plus de 50 % de l'enfouissement dans le puits Mohican ont eu lieu au cours du Jurassique, durant les 50 premiers millions d'années de la sédimentation. Le taux moyen de sédimentation était alors d'environ 5 cm/ka. L'instabilité tectonique du Toarcien au Bajocien (près de 185 Ma sur les courbes) et la chute du niveau marin se traduisent par des taux de subsidence moins élevés, et donc par un ralentissement du taux de sédimentation et une réduction de la profondeur. L'érosion profonde des Grands Bancs au cours de l'Aptien et de l'Albien précoce est clairement visible au puits Murre (fig. 8-6a). Il y a réduction abrupte de la porosité au niveau de la discordance qui sépare l'Albien (100 Ma) et le Tithonique (150 Ma), ce qui indique que l'érosion a fait disparaître plusieurs centaines de mètres de sédiments du Crétacé inférieur. L'accroissement de la profondeur de l'eau qui est survenu au cours du Turonien peut avoir une origine tant eustatique que tectonique. Dans le puits Mohican I-100, l'hiatus du Crétacé tardif-Tertiaire est une conséquence du creusement de canyons et de décrochements à certains endroits le long du talus; ces phénomènes ont commencé durant l'Oligocène. L'abondance des foraminifères pélagiques miocènes dans le puits Mohican et les données régionales amènent à penser que la vitesse de subsidence a été supérieure au taux de sédimentation, entraînant un approfondissement du milieu de dépôt. L'absence des zones classiques à foraminifères planctoniques, comme les zones à *Neogloboquadrina acostaensis*, à *Globorotalia margaritae* et à *G. crassaformis*, peut être due à l'érosion et à l'interruption de la sédimentation, qui sont attribuées à la baisse eustatique de plusieurs dizaines de mètres du niveau marin au Miocène tardif (Andalousien) (Berggren et Haq, 1976).

Après correction des effets de la charge exercée par les sédiments et l'eau et des changements survenus dans la profondeur d'eau et le niveau marin comparativement à l'Holocène, les courbes de subsidence tectonique (fig. 8-6a) font voir une réduction exponentielle générale en fonction du temps; la subsidence initiale rapide (environ 7 cm/ka) a été suivie par des vitesses moins élevées. De telles courbes exponentielles sont généralement interprétées comme étant le résultat d'une réponse à la contraction thermique de la lithosphère sous les sédiments lorsqu'elle se refroidit après la distension initiale. Dans les puits Murre G-67 et Mohican I-100, les rifts se sont formés à compter du Trias tardif jusqu'au Jurassique précoce. Dans le cas du puits Murre, le raidissement abrupte de la courbe de subsidence du Jurassique précoce-moyen peut être lié à la formation de failles de distension; le puits se trouve dans un bassin limité par des failles.

Les Grands Bancs de Terre-Neuve sont constitués de plusieurs bassins sédimentaires. Les trois puits sélectionnés pour illustrer l'enfouissement et la subsidence durant le Crétacé reflètent des milieux tectoniques différents dans différents bassins. Dans le bassin Néo-Écossais, le puits Puffin B-90 se situe près de la marge transformante des Grands Bancs, où il y a eu des translations importantes. Dans le bassin de Jeanne d'Arc, le puits Hibernia O-35 se situe à la bordure d'un graben continental qui a subsidé depuis le Jurassique précoce. Dans la passe Flamande, qui sépare les Grands Bancs et le bonnet Flamand, le puits Gabriel C-60 est le plus représentatif du domaine océanique qui s'étend des Grands Bancs à la péninsule Ibérique. La distension y a commencé au Jurassique tardif-Crétacé précoce. Aucun des puits ne pénètre le socle, qui date probablement du Paléozoïque.

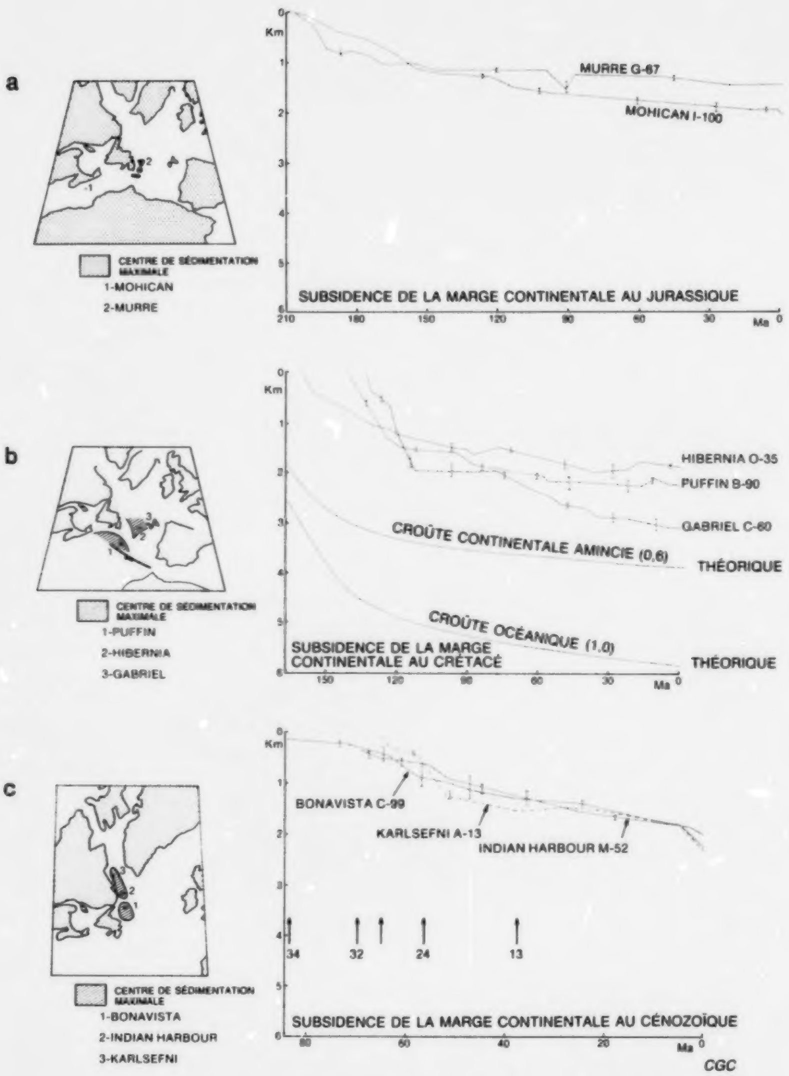


Figure 8-5a. Subsidence du socle dans deux puits de la région des Grands Bancs et de la plate-forme Néo-Écossaise.

Figure 8-5b. Modes de subsidence dans trois puits des Grands Bancs, depuis le Jurassique tardif-Crétacé précoce. Les courbes théoriques de la subsidence d'une croûte océanique et d'une croûte continentale amincie constituée à 60 % de dykes injectés sont également présentées aux fins de comparaison.

Figure 8-5c. Subsidence du socle dans trois puits du secteur de la plate-forme du Labrador et de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve.

Aux trois puits, un grand biseau de sédiments clastiques du Crétacé inférieur (fig. 8-5b) s'est développé à un rythme de 10 à 25 cm/ka, lorsque la sédimentation en eau peu profonde s'est effectuée au même rythme que la subsidence. Vers 120 Ma (Barrémien), un apport considérable de sable a formé un des réservoirs du champ pétrolier Hibernia.

Cet apport de sable est visible dans les courbes des taux de sédimentation des puits Hibernia O-35, Gabriel C-60 et Mohican I-100; il reflète la réduction générale de la profondeur par régression qui a eu lieu le long de la marge. La vitesse de subsidence a diminué à la fin du Crétacé précoce et durant le Crétacé tardif et le Tertiaire, mais la mer s'est quand même approfondie, car le taux de sédimentation était faible (fig. 8-6b). Les apports de sédiments ont été moins élevés au puits Gabriel C-60; ce puits, le plus éloigné du continent, représente donc les eaux les plus profondes, car le dépôt de sédiments n'y a été qu'épisodique

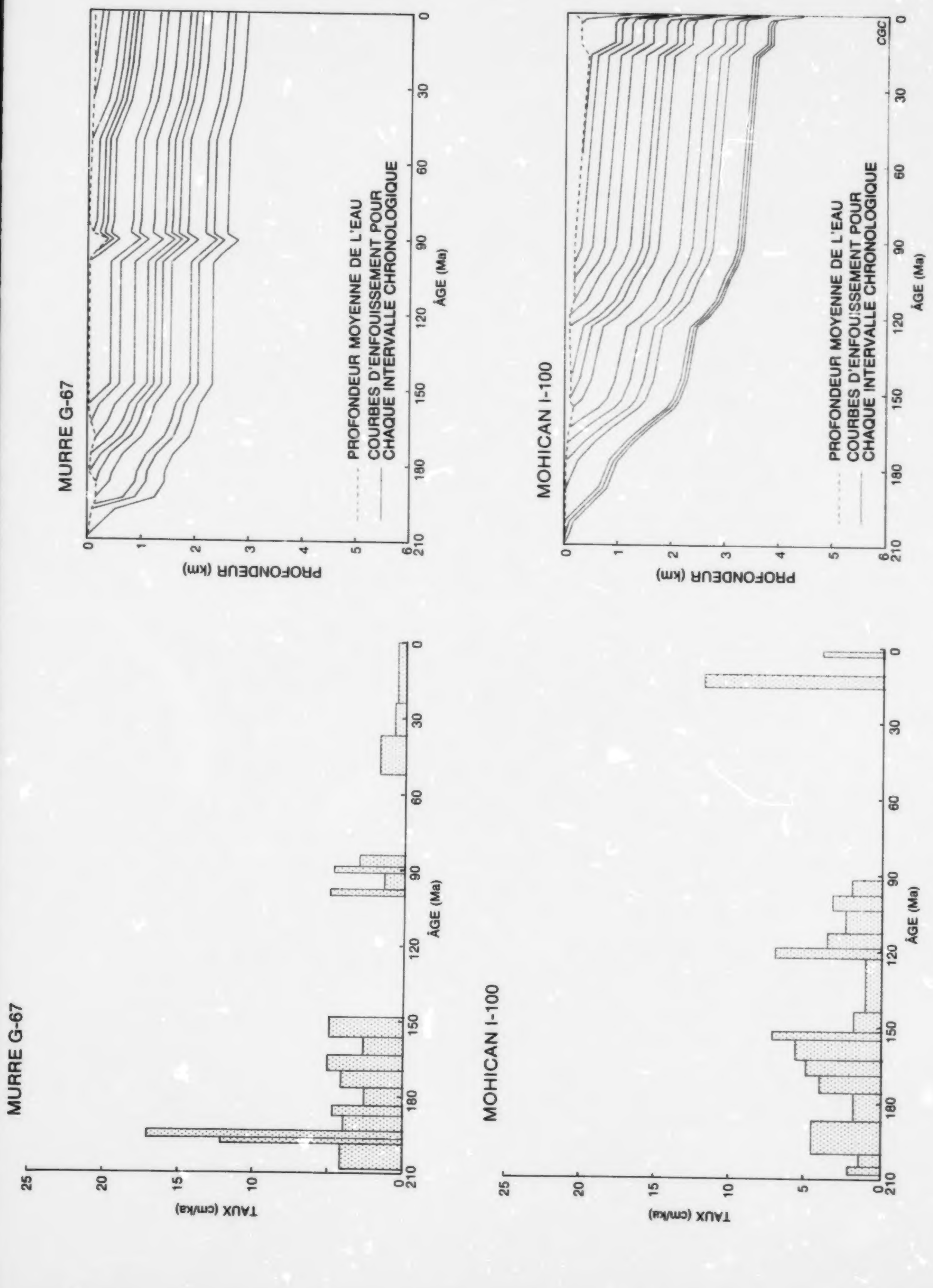


Figure 8-6a. Taux de sédimentation depuis le Trias tardif-Jurassique et histoire d'enfouissement établis pour deux puits de la région des Grands Bancs et de la plate-forme Néo-Écossaise. (Leur position est indiquée à la figure 8-5a.)

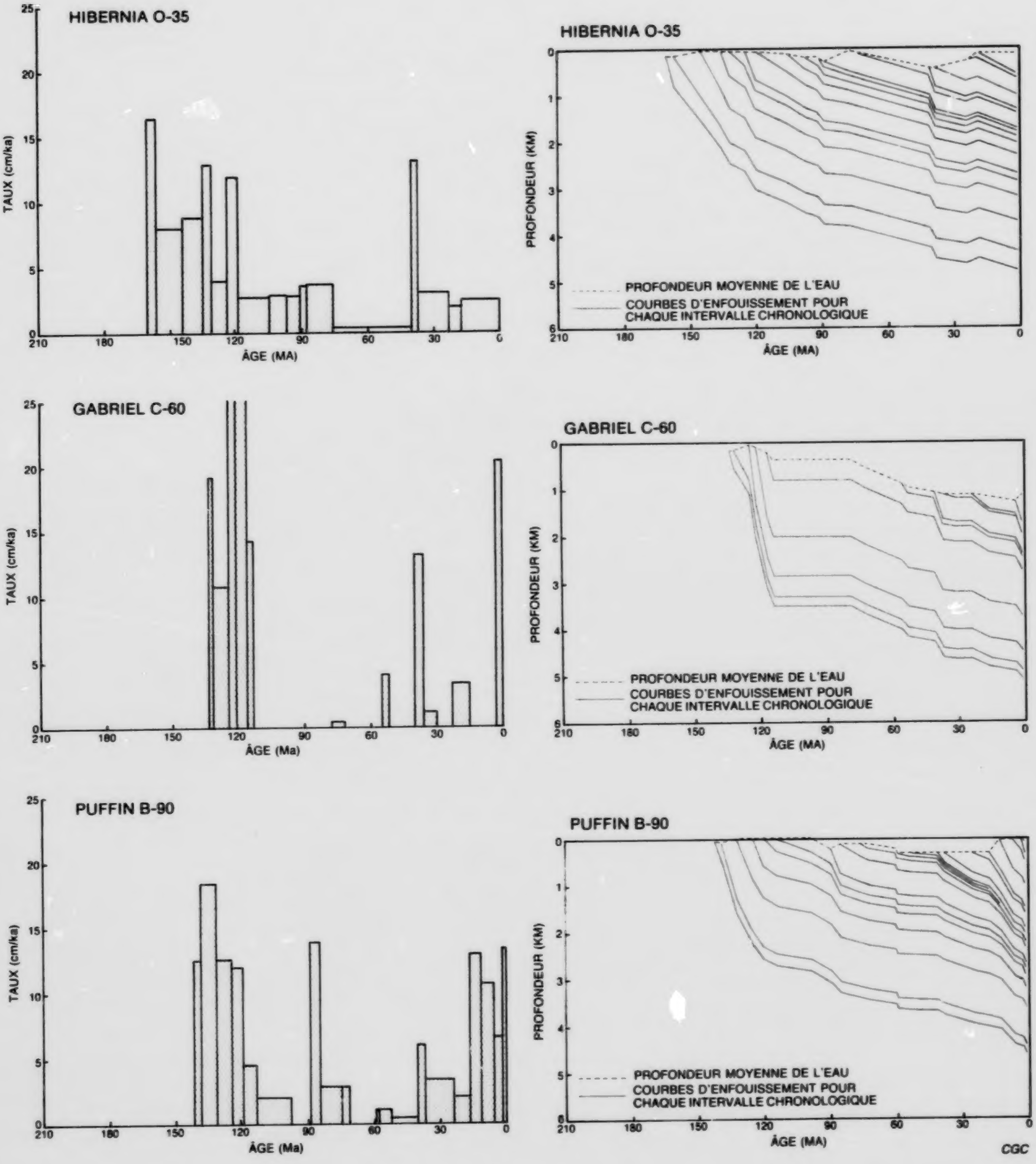


Figure 8-6b. Taux de sédimentation depuis le Crétacé et histoire d'enfouissement établis pour trois puits des Grands Bancs. (Leur position est indiquée à la figure 8-5b.)

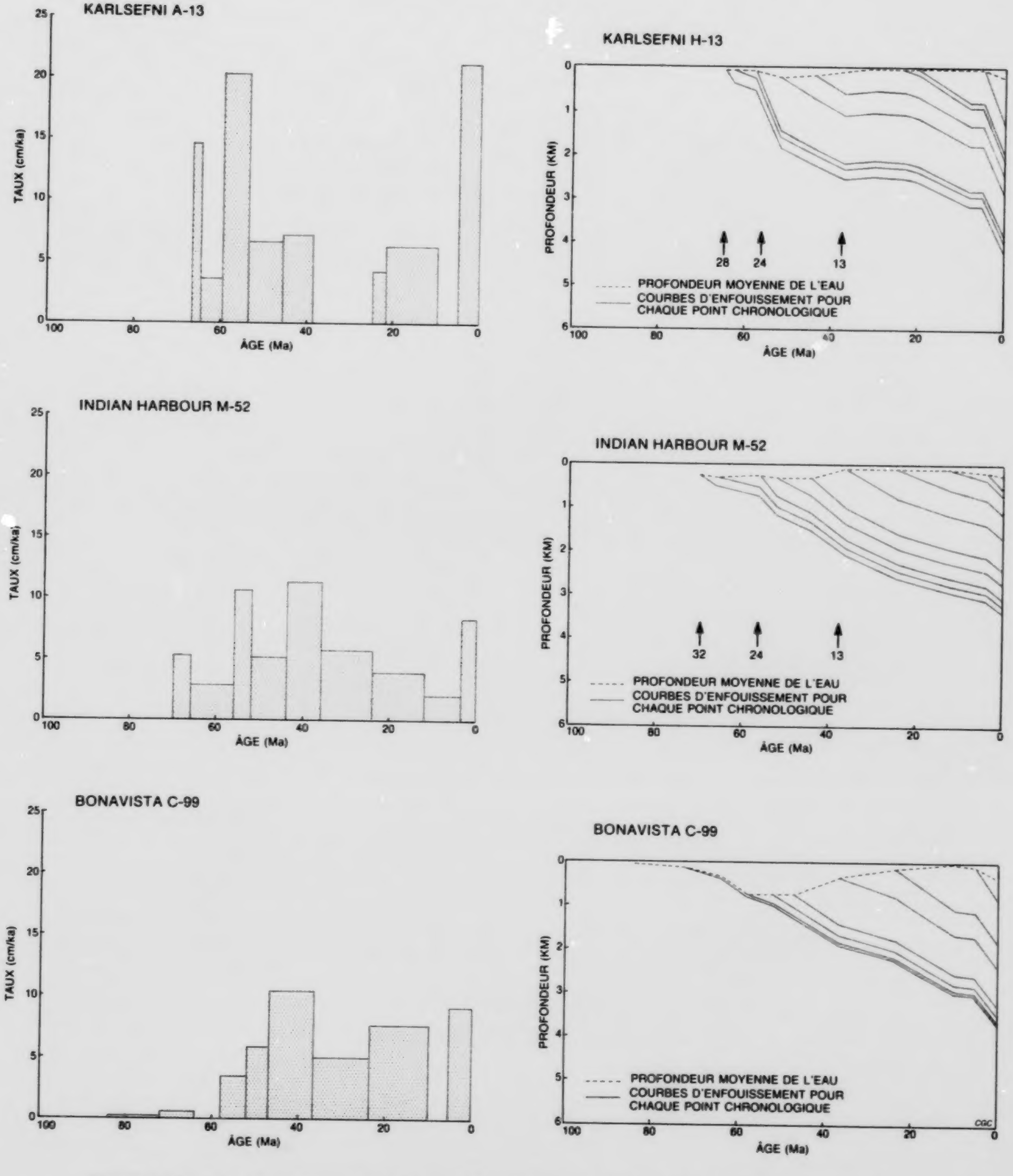


Figure 8-6c. Taux de sédimentation depuis le Crétacé tardif-Tertiaire et histoire d'enfouissement établis pour trois puits du secteur de la plate-forme du Labrador et de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve. (Leur position est indiquée à la figure 8-5c.)

au cours des cycles sédimentaires majeurs de l'Éocène tardif, vers 40 Ma, et du Néogène, vers 20 Ma. Le pic de la sédimentation quaternaire est attribué à la sédimentation glaciaire.

Dans les trois puits et sur toutes les marges atlantiques, la période du Sénonien à l'Éocène moyen (de 80 à 40 Ma) a été une période de sédimentation peu importante, pour plusieurs raisons : niveau marin élevé, arrière-pays à relief faible et apports limités de sédiments clastiques. Dans le puits Gabriel, qui se situe sur un talus, les hiatus de l'Oligocène et du Miocène tardif sont associés à l'activité accrue du précurseur du sous-courant occidental côtier. Dans ce puits, le pic de la sédimentation observé près de 40 Ma (Éocène tardif) est attribué à l'accumulation de sédiments transportés par des courants de dérive, à l'époque du réflecteur R^4. Les puits Puffin B-90 et Hibernia O-35, qui sont situés en eau moins profonde, ont une résolution stratigraphique faible, car les échantillons sont de mauvaise qualité; il est donc impossible d'établir un lien irréfutable entre les lacunes stratigraphiques et les événements eustatiques.

Les courbes de subsidence données à la figure 8-5b sont comparées à la subsidence thermique prévue de la croûte océanique et de la croûte continentale amincie où 60 % des matériaux sont remplacés par des roches ignées, situation qui peut se produire durant la distension (Royden et al., 1980; Hardenbol et al., 1981).

L'histoire générale de l'enfouissement dans ces trois puits comporte une première phase de subsidence rapide (de 3 à 10 cm/ka; moyenne de 5 cm/ka), vraisemblablement attribuée à des processus thermiques (voir le chapitre 9). Cette phase correspond à la distension et à la formation de la première croûte océanique entre les Grands Bancs et la péninsule Ibérique, au nord de la zone de fracture des Açores. Une deuxième période de subsidence rapide associée à des taux de sédimentation élevés pourrait être largement le résultat de la charge exercée par les sédiments. Il devrait être possible de pouvoir déceler les changements étendus dans le niveau marin et les configurations de circulation lors de cette deuxième période, car la vitesse de subsidence était relativement faible. Dans la courbe d'enfouissement et de subsidence du puits Puffin B-90, la bosse vers 90 Ma (Turonien-Coniacien) peut refléter la poussée relative de la structure de sel dans laquelle le puits a été foré.

Un dernier exemple de l'utilisation de l'histoire de l'enfouissement pour l'analyse géologique des bassins est tiré de l'étude, par Gradstein et Srivastava (1980), des événements tectoniques et stratigraphiques survenus dans la mer du Labrador. S'il est possible d'interpréter en partie la subsidence des marges en fonction d'un modèle simple de refroidissement, semblable à celui qui est maintenant bien établi théoriquement et empiriquement pour les bassins qui reposent sur une croûte océanique, il doit donc exister une corrélation entre les transgressions et régressions régionales d'une part, et la formation de rifts océaniques et le début de l'expansion d'autre part. Bien que la mise en application de cette notion simpliste exige une certaine prudence, car les répercussions des événements locaux peuvent surpasser celles des événements régionaux et planétaires, il est possible de faire des corrélations pour la mer du Labrador et ses marges, vraisemblablement parce que l'évolution géologique de la mer est relativement simple.

La figure 8-6c montre l'histoire sédimentaire de trois puits — Karlsefni H-13, Indian Harbour M-52 et Bonavista C-99 — au Mésozoïque tardif et au Cénozoïque; ces puits aboutissent dans des roches du « socle » précambrien ou paléozoïque, le long d'un transect sud-est-nord-ouest sur la marge occidentale de la mer du Labrador. L'évolution géologique des puits reflète l'évolution de l'expansion du fond de la mer du Labrador. L'ouverture a débuté vers 70 Ma (Maastrichtien, anomalies magnétiques 34 à 32), au sud, et vers 65 Ma (Paléocène précoce, anomalie 28), au nord; le centre d'expansion s'est déplacé vers 58 Ma (Paléocène tardif, anomalies 25 et 24), et l'expansion a cessé vers 37 Ma (anomalie 13). La subsidence et une sédimentation considérable ont commencé avec l'ouverture et ont atteint leur vitesse maximale (de 6 à 12 cm/ka) entre 52 et 57 Ma, au moment de la réorganisation de l'expansion (fig. 8-5c, 8-6c). Durant l'Éocène, les taux de sédimentation ont été de l'ordre de 5 cm/ka, alors que la subsidence s'effectuait à une vitesse plus élevée. Ces taux de sédimentation plus faibles reflètent peut-être l'épuisement des sources sédimentaires dans l'arrière-pays. Au milieu de la plate-forme du Labrador, une diminution marquée du taux de sédimentation coïncide avec la fin de l'ouverture de la mer du Labrador. La partie la plus vieille des trois courbes de subsidence s'apparente à celle du refroidissement exponentiel de la croûte (Keen, 1979). Dans plusieurs puits, les roches de l'Oligocène (représenté par la zone à *Turrilina alsatica*) et du Miocène supérieur (représenté par la partie supérieure de la zone à *Ceratobulimina contraria*) sont très minces ou absentes; d'après les auteurs du présent chapitre, les baisses eustatiques majeures du niveau marin durant l'Oligocène et le Miocène tardif (Vail et al., 1977) ont contribué à ces phénomènes.

Dans les puits septentrionaux, les mouvements tectoniques ultérieurs, possiblement alliés à la charge exercée par les sédiments (fig. 8-6c), pourraient avoir provoqué l'accroissement des taux de sédimentation à la fin du Cénozoïque; à en juger par des études sismostratigraphiques (Grant, 1980), cette tendance semble être amplifiée vers le nord, le long de la plate-forme du Labrador. Dans son étude classique sur la physiographie du Bouclier canadien, Cooke (1929) a observé les effets d'une activité tectonique récente sur le continent. Il en a déduit que l'ensemble du Bouclier canadien s'est soulevé au-dessus de son altitude actuelle et s'est incliné vers le nord-ouest durant le « Pliocène », puis a été déprimé sous le poids de la glace et a remonté durant le postglaciaire (voir aussi la synthèse de l'évolution du réseau hydrographique, par McMillan (1973)). Ces observations sur les activités tectoniques récentes concordent avec les conclusions de Fillon et al. (1978) concernant la présence de plusieurs terrasses pléistocènes successives sur la plate-forme continentale profonde et le talus le long de la marge de la mer du Labrador. Ces terrasses sont inclinées vers le nord, parallèlement à des réflecteurs de subsurface peu profonds dont le pendage est incliné vers un bassin sédimentaire situé au large du détroit d'Hudson.

Pour conclure, la coupe stratigraphique composite de la marge de la mer du Labrador au Cénozoïque (voir aussi la figure 3 dans Gradstein et Srivastava, 1980) est entièrement marine, et les conditions bathyales les plus profondes datent de l'Éocène. La formation de la mer du Labrador, à la toute fin du Crétacé, au Paléocène et à

l'Éocène, coïncide avec la transgression principale de la marge. Les taux de sédimentation ont été généralement élevés et supérieurs à 10 cm/ka après le Maastrichtien, sauf durant l'Oligocène et le Miocène tardif, lorsque la baisse du niveau marin a été plus rapide que la subsidence, ce qui a provoqué une régression. La zone de la plate-forme du Labrador et du domaine continental adjacent est restée tectoniquement active depuis la fin du Néogène.

PALÉOBIOGÉOGRAPHIE ET PALÉOCIRCULATION DE L'ATLANTIQUE NORD

Au cours du Jurassique et du Crétacé précoce, l'Atlantique Nord était essentiellement un océan au stade d'ouverture, à orientation équatoriale, situé entre la Téthys à l'est et le Pacifique à l'ouest. Au cours du Crétacé tardif et du Cénozoïque, il est devenu un vaste bassin océanique ouvert à orientation latitudinale, qui était caractérisé par des apports d'eaux polaires boréales et australes en surface et en profondeur.

L'étude de la répartition des organismes fossiles est utile à l'évaluation des changements dynamiques dans la configuration des plaques, du développement des bassins océaniques et des changements climatiques au cours des temps. La répartition des faunes permet non seulement d'établir directement des modèles de la circulation des eaux superficielles et profondes, mais aussi de résoudre les problèmes paléogéographiques pour lesquels la géologie et la géophysique s'avèrent inutiles (par exemple, les premiers passages marins dans la baie de Baffin, les prolongements de la Téthys et la nature des premiers détroits reliant la péninsule Ibérique et les Grands Bancs).

La présente section examine les changements généraux survenus du Jurassique jusqu'au début du Néogène dans la répartition des foraminifères planctoniques et benthiques atlantiques et de quelques groupes additionnels de microfossiles. Elle est axée sur le Mésozoïque et considère les répartitions d'un point de vue dynamique, propre à l'évolution du milieu. Les foraminifères s'avèrent fort utiles pour ce genre d'étude, car cet ordre contient des familles pélagiques et benthiques dont la sensibilité aux conditions océanographiques est raisonnablement bien connue. De plus, les espèces abondent et bon nombre d'entre elles présentent une grande étendue géographique et occupent des niches écologiques particulières.

Un certain nombre d'études micropaléontologiques ont examiné en détail la biogéographie de l'Atlantique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. Les principales contributions sont mentionnées au tableau 8-2.

Les figures 8-7a à f présentent la répartition des microfossiles dans six tranches de temps : (a) Jurassique précoce, l'Atlantique étant fermé; (b) Jurassique moyen à tardif; (c) Crétacé précoce; (d) Crétacé tardif (Coniacien à Maastrichtien); (e) Éocène moyen; (f) Miocène moyen.

Trias tardif

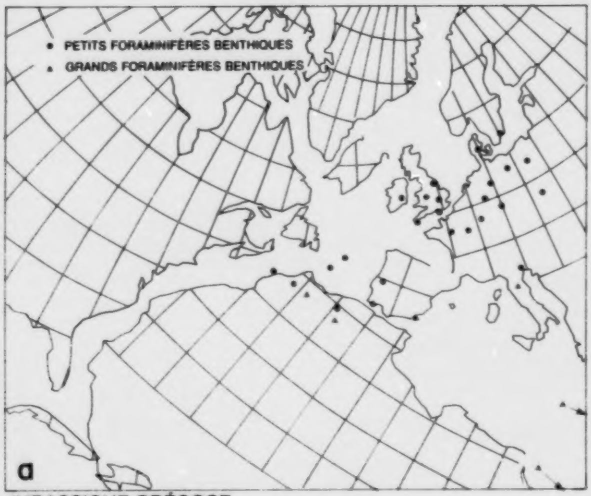
Au Trias tardif, la majeure partie des bassins d'effondrement de l'Atlantique Nord naissant se situait dans les zones climatiques équatoriales et subéquatoriales. Le climat était donc chaud et aride et la circulation atmosphérique, faible et variable. Les vents alizés soufflaient dans la partie nord du système de rift. Les eaux de surface, poussées par le vent et le gradient de salinité, circulaient vers le sud-ouest, parallèlement à l'axe du bassin. Au Trias tardif et au tout début du Jurassique, la zone de rift était comparable à un estuaire de plusieurs centaines de kilomètres de large (Jansa, 1986). Les sédiments clastiques oxydés et les évaporites qui la comblent témoignent d'une colonne d'eau non stratifiée.

Jurassique précoce

Il existe deux catégories principales d'associations de foraminifères du Jurassique précoce (Exton et Gradstein, 1984). La première, où dominent des nodosariidés, est vraisemblablement cosmopolite et est reconnue dans les hémisphères Nord et Sud, par exemple de l'Alaska à l'Australie; son niveau de ressemblance des espèces est supérieur à 70 %. Elle se présente le long des marges de la Téthys et dans les mers épicontinentales au nord et au sud; elle est également très répandue dans les mers bordières des Grands Bancs, du Portugal et de l'Europe occidentale (fig. 8-7a). Les foraminifères benthiques du Jurassique semblent présenter une zonation simple en fonction de la profondeur, malgré l'absence d'un gradient thermique élevé et d'une stratification thermique (voir plus loin). Outre l'association de nodosariidés, les dépôts bathyaux ou plus profonds contiennent également des foraminifères benthiques arénacés plus primitifs; ce genre d'association

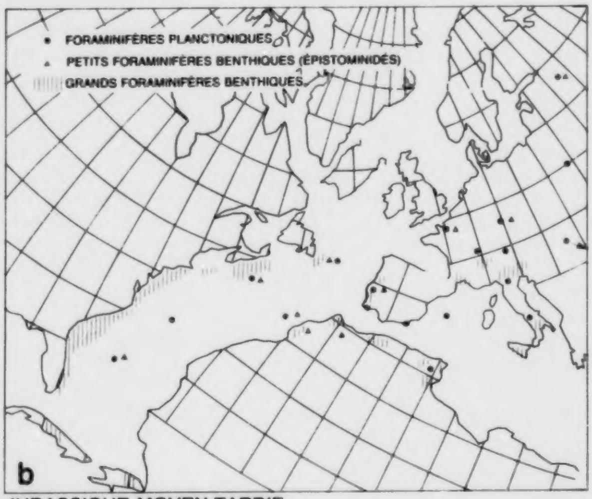
Tableau 8-2. Principales études utilisées pour la reconstitution de la paléobiogéographie et de la paléocirculation dans l'Atlantique Nord, au Mésozoïque et au Cénozoïque.

Période/Ère	Principales sources de données
Jurassique	Dilley, 1973; Westermann et Riccardi, 1976; Gradstein, 1977; Jaffrezo, 1980; Copestake et al., 1981; Gradstein et Sheridan, 1983; Exton et Gradstein, 1984; Riegraf et al., 1984; Westermann, 1984; Stam, 1986.
Crétacé	Douglas et Sliter, 1966; Dilley, 1973; Berggren et Hollister, 1974; Ascoli, 1977; Jaffrezo, 1980; Burnhill et Ramsay, 1981; Hart et al., 1981; Doeven, 1983; Williamson, 1987.
Cénozoïque	Berggren et Hollister, 1974; Haq et al., 1977; Gradstein et Srivastava, 1980; Gradstein et Berggren, 1981; Berggren et Schnitker, 1983; King, 1983.

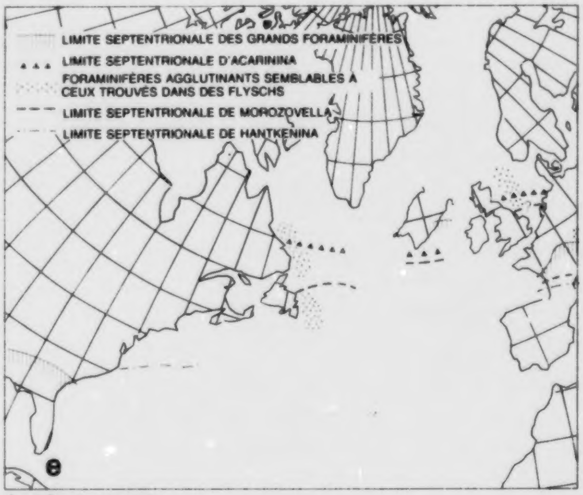


JURASSIQUE PRÉCOCE

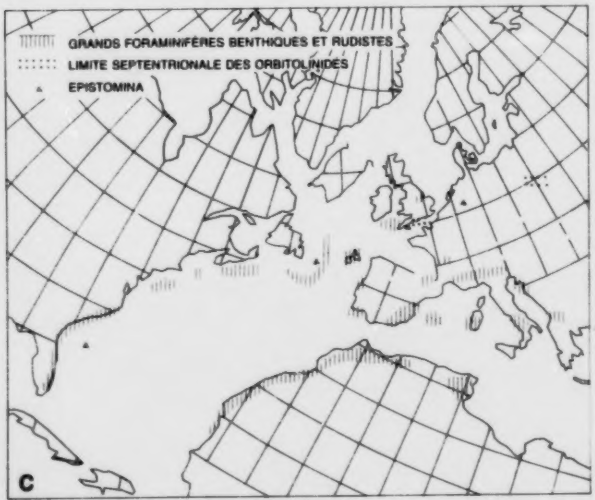
CONIACIEN-MAASTRICHTIEN



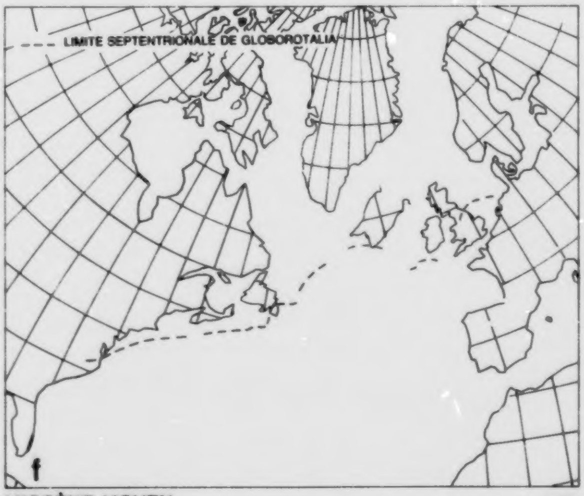
JURASSIQUE MOYEN-TARDIF



ÉOCÈNE MOYEN



NÉOCOMIEN



MIOCÈNE MOYEN

CGC

a été observé au site 547 du Deep Sea Drilling Project, dans un graben développé au début du stade de distension, au large du Maroc (Riegraf et al., 1984). La faune dominée par les nodosariidés d'eau peu profonde est le mieux représentée dans les faciès de shale.

Le fait que l'abondance des matériaux carbonatés le long des marges de la Téthys, dans la ceinture équatoriale (fig. 8-7a), puisse être attribuée à des facteurs climatiques a été signalé dans une section antérieure; ce faciès carbonaté contient la deuxième catégorie d'association de foraminifères du Jurassique précoce; l'association contient de gros foraminifères benthiques, comme *Lituosepta*, *Lucasella* et *Orbitopsella*, dont la structure de la paroi est plus complexe. Cette association très variée comprend des genres appartenant également à la faune de nodosariidés, comme *Ammobaculites*, *Ophthalmidium* et *Textularia*, ainsi que des valvulinidés siphonés dont la répartition géographique est moins vaste, de grands mégalodontidés, des bivalves lithiotidés et des algues dasycladacées.

Pour ce qui est de la circulation, les eaux de la baie atlantique (fig. 8-2a) ont probablement été mélangées et brassées; cependant, le prolongement limité de la Téthys à l'ouest n'a pas permis le développement d'un régime de circulation équatorial ceinturant le globe. Il ne semble pas y avoir eu de barrières climatiques ou géographiques majeures qui auraient limité l'accès de la faune benthique à la série de bassins qui parsemaient les continents avant leur séparation.

Jurassique moyen et tardif

L'analyse quantitative effectuée par Stam (1986) montre que les foraminifères benthiques des bassins de « plate-forme continentale » du Jurassique moyen et tardif présentent une zonation écologique qui, au Portugal et sur les Grands Bancs au moins, peut être liée à la profondeur de l'eau. Une association de nodosariidés d'eau peu profonde passe en eau plus profonde à une association de nodosariidés, d'épistominidés et de taxons arénacés avec des espèces planctoniques du genre *Globuligerina*. *Ophthalmidium carinatum*, *Paalzowella feifeli*, *Spirrilina elongata*, *S. infima* et *S. tenuissima* vivaient de préférence en eau relativement peu profonde, jusqu'à environ 50 m de profondeur. *Epistomina mosquensis*, *Ophthalmidium strumosum*, *Pseudolamarckina rjasanensis* et les taxons agglutinants comme *Ammobaculites* spp., *Bigenerina* spp., *Reophax* spp., *Trochammina* spp. et *Textularia* spp. préféraient un substratum boueux et des eaux relativement profondes (environ 200 à 250 m ou même plus). *Discorbis* spp., *Eoguttulina* spp., *Lenticulina* spp., *Lenticulina muensteri* et *Nodosaria/Dentalina* spp. occupaient la niche intermédiaire, d'environ 50 à 150 m de profondeur.

Figure 8-7. Répartition de groupes choisis de microfossiles marins (principalement des foraminifères) dans l'Atlantique Nord, d'après les sources présentées au tableau 8-2.
a. Jurassique précoce (de 208 Ma à 187 Ma)
b. Jurassique moyen-tardif (de 187 Ma à 144 Ma)
c. Néocomien (de 144 Ma à 119 Ma)
d. Coniacien-Maastrichtien (de 88,5 Ma à 66,4 Ma)
e. Éocène moyen (de 52 Ma à 43,6 Ma)
f. Miocène moyen (de 16,6 Ma à 11,2 Ma)

Les associations de foraminifères des Grands Bancs sont similaires aux associations du même âge du Portugal; bon nombre des taxons présentent une répartition géographique très étendue le long de la marge atlantique et des anciennes mers bordières de l'Europe. L'analyse montre l'affinité à « l'Ancien Monde » de la microfaune de la marge Est de l'Amérique (fig. 8-7b); cette affinité est attribuée à l'existence d'une série de passages peu profonds, à l'extrémité septentrionale du jeune océan Atlantique, ou à la répartition de foraminifères benthiques d'eau peu profonde qui « flottaient » à la dérive à travers des passages profonds.

Toutefois, une microfaune typique de basse latitude est associée à la zone euphotique et dépend plus de l'existence de passages marins peu profonds que la faune benthique décrite ci-dessus. Elle contient de plus gros foraminifères, comme *Alveosepta*, *Anchispirocyclina*, *Feurtilia*, *Pfenderina* et *Pseudocyclammina*, qui se trouvaient à l'époque dans la ceinture subéquatoriale passant par les Antilles, le golfe du Mexique, la côte atlantique de l'Amérique du Nord jusqu'aux Grands Bancs, la Méditerranée, l'Afrique du Nord et l'Asie orientale. En Europe, une telle association est reconnue aussi loin au nord que dans la France méridonale. Dans la Téthys de la région méditerranéenne, il existe de nombreuses algues et un plus grand nombre d'espèces de foraminifères qui ne sont pas présentes le long de la marge canadienne; cette situation est attribuée à la position qu'occupait le Canada le long de la bordure la plus septentrionale de cette ceinture subtropicale de basse latitude. Néanmoins, la répartition générale reflète les marges contiguës peu profondes, de basse latitude, du détroit qui reliait la Téthys et l'Atlantique (Dilley, 1973; Gradstein, 1977; voir aussi la figure 8-7b, c).

Du Jurassique moyen à tardif, le milieu abyssal supportait une association de foraminifères benthiques qui différait remarquablement des associations épicontinentales, comme en témoignent les sondages menés aux sites 100 (24°41'N, 73°48'W), 105 (34°54'N, 69°10'W), 261 (12°57'S, 117°54'E), 367 (12°29'N, 20°03'W) et 534 (28°20,6'N, 75°23'W) du Deep Sea Drilling Project. Le biofaciès océanique, tout comme le biofaciès moderne du fond océanique, contient des foraminifères arénacés plus nombreux qui appartiennent à une douzaine de familles et contiennent un mélange variable d'épistominidés, d'ophthalmidiidés et de spirrilinidés. La grosseur moyenne des tests est de 150 µm ou moins, ce qui est bien moins gros que les tests de foraminifères provenant des bassins épicontinentaux. Les observations préliminaires semblent indiquer qu'il existe un faible degré de communalité et une inégalité au niveau de la distribution des espèces d'un échantillon à l'autre. L'association comporte souvent des radiolaires, des calcisphérulidés, des aptychi et le genre *Saccocoma*. Des communautés similaires de foraminifères benthiques d'eau profonde sont reconnues au site 261 du PSFM, dans l'océan Indien, et aux sites 100, 105, 367 et 534 du DSDP; la microfaune abyssale semble donc être essentiellement cosmopolite. Les affinités benthiques indiquent peut-être que les eaux de fond profondes des différents océans jurassiques possédaient des caractéristiques similaires attribuables à des échanges d'eau produits par la circulation océanique.

À en juger par la paléogéographie et les fossiles pélagiques, l'échange des eaux de surface entre la Téthys à l'est, l'Atlantique Nord naissant et probablement le Pacifique a dû se faire librement et de façon relativement

stable, au cours du Jurassique moyen et tardif. La répartition d'associations diversifiées de nannofossiles et de radiolaires de l'« Ancien Monde », au Jurassique moyen et tardif, et la présence d'un faciès « à filaments » au site 534 du DSDP, dans le bassin Blake-Bahama (Sheridan et al., 1983), attestent une telle circulation. Ce faciès, dont les filaments sont dérivés d'un pélécypode flottant, est également reconnu dans des lamines de calcaire silicifié observées entre des coussins basaltiques de « socle » océanique, au site 534. Ces filaments abondent également dans des couches calloviennes contemporaines, dans la Méditerranée. La présence de foraminifères planctoniques oxfordiens au site 534 concorde avec leur occurrence dans des blocs de calcaire oxfordien recueillis par dragage sur le talus inférieur, au large du Maroc (Renz et al., 1975), et avec un pic d'abondance dans les couches oxfordiennes au Portugal et sur les marges de bassin de la Méditerranée. Manifestement, l'Atlantique central, bien qu'étroit, était à l'origine soumis à des échanges d'eau de surface.

L'association de *Saccocoma*, de calcisphérulidés et d'aptychi observée au site 534, au sommet d'argilites rouges jurassiques, a également été reconnue à d'autres sites du Programme de sondage des fonds marins, tels que 100, 105 et 367 dans les secteurs est et ouest de l'Atlantique central. Elle est typique des faciès pélagiques de la Téthys et atteste également l'échange libre des eaux de surface dans le bassin océanique en expansion.

Un modèle raisonnable de la circulation de surface est fondé sur les configurations prévues des vents et des courants dans la ceinture équatoriale. La reconstitution proposée par Ager (1975) est utilisée dans le présent chapitre. Au cours du Jurassique, l'Atlantique Nord naissant, qui occupait une position presque équatoriale et avait une orientation nord-est à sud-ouest, a fourni un parcours idéal pour les vents alizés de l'est. Les auteurs proposent qu'au cours des premiers stades, les courants de surface, poussés par le vent, issus de la Téthys traversaient l'Atlantique Nord et le Pacifique pour enfin revenir dans la Téthys, où la circulation se faisait uniquement vers l'ouest.

Les auteurs proposent également qu'au cours du Callovien tardif-Oxfordien, l'Atlantique Nord s'est élargi jusqu'au point où le contre-courant équatorial a créé un courant de retour le long de la marge sud-est de l'Atlantique Nord qui se poursuivait jusqu'à ce qu'il rejoigne le contre-courant équatorial de la marge sud de la Téthys (fig. 8-2b, c). Cette configuration du courant équatorial a vraisemblablement persisté jusqu'à ce que la marge de l'Atlantique central ait dérivé au nord de 30° de latitude, durant le Crétacé précoce; l'effet des vents de l'ouest aurait alors produit le courant giratoire nord-atlantique de circulation horaire et le Gulf Stream primitif.

Les études biogéographiques de mollusques jurassiques (Hallam, 1975; Westermann et Riccardi, 1976) révèlent uniquement qu'il y a eu une différentiation latitudinale accrue des faunes du Jurassique moyen au Jurassique tardif. La ceinture équatoriale présente peu ou point d'indices de provinces distinctes dans l'est du Pacifique et l'ouest de la Téthys (Méditerranée). et ce jusqu'au tout début du Jurassique moyen. En se fondant sur des indices provenant de dépôts épicontinentaux marins du Jurassique moyen et supérieur, à Cuba et au Mexique (Barr, 1974), et de sédiments marins du Jurassique supérieur, dans le golfe du Mexique, Hallam (1975) et d'autres appuient l'existence, à compter du Bajocien, d'un passage dans l'Atlantique central. La distension peut avoir produit un passage océanique pré-callovien et il est donc raisonnable de supposer qu'il s'agit du passage du Bajocien-Bathonien.

Il est plus difficile de spéculer sur la circulation de fond dans le bassin atlantique durant le Jurassique. Un nombre limité de données nous provient des sites 534 et 547 du DSDP, où il existe des sédiments foncés du Callovien et de l'Oxfordien et où la Formation de Cat Gap du Kimméridgien-Tithonique est de couleur rougeâtre; ces données font penser que l'oxygénation était plus limitée avant cette époque qu'après. Or, des indices de la présence de certains organismes benthiques calloviens-oxfordiens, trouvés en position de vie et peut-être aussi de la mise en place de contourites, semblent témoigner de la circulation de courants de fond. Au cours du Kimméridgien-Tithonique, le mélange d'eau a été suffisant pour fournir de l'oxygène et maintenir des conditions généralement oxydantes. Puisque les pôles ont probablement été libres de glace au moins jusqu'au début du Tertiaire et que de nos jours, la circulation profonde est contrôlée principalement par l'enfoncement des eaux de surface froides et riches en oxygène à de hautes latitudes, la circulation au Mésozoïque a dû être lente (Reyment et Bengtson, 1985). Toutefois, à une échelle planétaire ou régionale, la salinité peut avoir joué un rôle tout aussi important dans l'amorce d'un mélange vertical. Brass et al. (1982) proposent que les eaux relativement chaudes et salées de la plate-forme, formées par évaporation, ont dominé les masses d'eau. Selon eux, un bassin dans lequel l'évaporation n'est pas suffisante pour permettre l'accumulation de sel constitue une source efficace d'eau de fond chaude et saline. En se basant sur ce raisonnement, tous ces facteurs — climat jurassique chaud, océan bordé par des bassins peu profonds où s'accumulait une variété de sédiments autres que le sel, et vents alizés soufflant de l'ouest — peuvent avoir contribué à la circulation profonde dans l'Atlantique.

Crétacé

La géographie, le climat, la circulation des eaux et la distribution d'organismes tels que les foraminifères, le nannoplancton et les radiolaires, du Jurassique tardif, se sont maintenus durant le Crétacé précoce. Par exemple, la répartition géographique des foraminifères benthiques du début du Crétacé présente des variations uniformes marquées le long des marges de l'Atlantique Nord central et des marges nord et sud de la Téthys (fig. 8-7c). Les associations de foraminifères du Crétacé précoce à moyen identifiées dans les bassins de Jeanne d'Arc et Néo-Écossais (Ascoli, 1977; Williamson, 1987), qui proviennent principalement d'un milieu margino-marin à infranéritique, présentent une plus grande affinité avec les associations de latitudes basses à moyennes de l'Europe centrale et des marges conjuguées du Canada — nord-ouest de l'Afrique et Europe occidentale — qu'avec les associations boréales de haute latitude observées dans les bassins de l'Ouest du Canada et dans l'Arctique. Quatre grands groupes taxonomiques sont reconnus dans l'Atlantique Nord :

1) Robertinacéens avec *Conorboides hofkeri, C. lamplughi, C. valendisensis, Epistomina caracolla, E. carpenteri, E. cretosa, E. hechti, E. ornata, E. spinulifera* et *E. tenuicostata*;
2) Gavellinellidés avec *Gavelinella ammonoides, G. cenomanica, G. intermedia* et *G. sigmoicosta*;

3) Lenticulinidés sculptés avec *Lenticulina crepidularis, L. eichenbergi, L. guttata, L. nodosa, L. saxonica* et *L. sigali*;
4) des taxons agglutinants plus petits avec *Ammobaculites subcretaceous, Arenobulimina macfadyeni, Dorothia gradata, Falsogaudryinella tealbyensis, Gaudryina dividens, Spiroplectinata lata* et *Textularia bettenstaedti*.

La plupart de ces taxons sont inconnus dans les bassins de l'Ouest du Canada et dans l'Arctique, mais ils présentent une répartition géographique étendue le long de la Téthys et en Europe occidentale (par exemple la mer Celte, le sud de l'Angleterre, le nord de l'Allemagne, l'Aquitaine, en Tunisie, au Maroc, en Roumanie, à Trinité et en Asie mineure.

La répartition des rudistes et des gros foraminifères benthiques de la zone euphotique, comme *Anchispirocyclina, Choffatella, Orbitolina* et *Pseudocyclammina* le genre *Trocholina*, aussi loin vers le nord que les Grands Bancs septentrionaux et la France méridionale, témoigne d'un climat subtropical, de la disponibilité de plates-formes carbonatées et de la présence de passages marins contigus peu profonds le long des parties externes de la Téthys. Le gros foraminifère *Orbitolina* est présent dans des sédiments aptiens-albiens, dans le golfe du Mexique, en Floride, au nord jusqu'au bonnet Flamand, au Portugal, dans le nord de l'Espagne, dans le nord de l'Italie et en Autriche; il en existe d'autres occurrences isolées plus loin au nord en Europe, dans des dépôts cénomaniens (fig. 8-7d). Il disparaît ensuite. *Orbitolina* est accompagné d'une association benthique et néritique d'épistominidés, de nodosariidés et de rotalidés, dont la répartition est également très étendue le long des marges atlantiques du Nouveau et de l'Ancien Monde. Les foraminifères planctoniques deviennent stratigraphiquement utiles durant l'Aptien et l'Albien, lorsque le groupe se diversifie davantage. Les causes de cette « explosion » évolutive, après une période de stabilité d'au moins 60 Ma, sont inconnues. De nos jours, la faune la plus variée s'observe dans les zones tropicales, et c'est de là que viennent la plupart des genres crétacés. Des genres carénés ou épineux, comme *Planomalina, Schackoina* et *Ticinella*, abondent sur la côte du golfe du Mexique et dans les Antilles, le centre de l'Atlantique Nord et la région téthysienne de la Méditerranée; ils atteignent tout juste les Grands Bancs, situés à une paléolatitude de 35°N. Des genres tels que *Globigerinelloides* et *Hedbergella* sont plus cosmopolites et s'étendent au nord de la mer du Nord actuelle.

La distribution étendue des shales noirs du Hauterivien-Albien dans les bassins océaniques a souvent donné à penser que la circulation était lente et l'interface sédiments-eau, pauvre en oxygène au moment de leur dépôt. Or, le faciès de shales noirs a pu se développer à divers endroits pour différentes raisons, le manque d'oxygène n'étant qu'un facteur parmi tant d'autres.

Dans les océans du Crétacé moyen, à grande et à moyenne profondeurs, la teneur en oxygène s'est maintenue dans un état d'équilibre précaire entre l'excédent et le déficit (Reyment et Bengtson, 1985). De légères variations dans l'apport de débris organiques ou la vitesse des courants profonds pourraient avoir créé des conditions anoxiques dans les zones les moins riches en oxygène aux profondeurs moyennes ou sur les fonds marins. Les niveaux marins plus élevés à l'échelle du globe et les climats égaux et chauds ont probablement influencé les précipitations, la production de végétaux terrestres et le ruissellement jusqu'aux océans; cette situation a pu accroître les volumes de sédiments terrigènes et de matière organique transportés jusqu'aux bassins océaniques, dans l'océan Atlantique relativement étroit, durant le Hauterivien et l'Albien. L'apport de volumes considérables de matière organique terrigène à un bassin déjà mal oxygéné, mais pas nécessairement anoxique, peut avoir accru le manque d'oxygène dans certains bassins, ce qui aurait permis la préservation de tous les matériaux marins produits et transportés dans les bassins abyssaux.

Des groupes distincts de foraminifères de l'Ancien et du Nouveau Monde se sont développés au milieu du Crétacé tardif. À part quelques exceptions, les gros foraminifères benthiques de l'Atlantique occidental (Nouveau Monde-Amérique) sont devenus différents de ceux de l'Ancien Monde (Europe et Afrique). Au Crétacé précoce, ils se sont étendus au sud de leur limite septentrionale, lorsque les ceintures climatiques se sont resserrées à mesure que les gradients thermiques latitudinaux ont augmenté et que les continents se sont déplacés vers le nord. Dans l'Atlantique Nord, il y a eu fermeture du passage contigu peu profond qui reliait le Canada et l'Europe et dont se servait la communauté benthique d'eau peu profonde et de basse latitude du Crétacé précoce. Dès le Turonien, l'Amérique du Nord avait subi une rotation anti-horaire de 5° à 10° par rapport à l'Afrique, ce qui a amené les Grands Bancs à 35° ou 40°N (Firstbrook et al., 1979). Au Jurassique, les Grands Bancs se trouvaient à 30°N.

Au Crétacé, une grande variété de foraminifères planctoniques vivaient dans les ceintures tropicales; en revanche, à de hautes latitudes, il n'y avait que des espèces eurythermes cosmopolites. Le genre monocaréné *Globotruncana* et divers pseudotextulariidés sont indicatifs de basses latitudes et d'eaux de surface chaudes. *Globigerinelloides* et *Rugoglobigerina* étaient parmi les derniers taxons à subsister aux hautes latitudes.

Il n'y a aucune différence dans la composition des faunes pélagiques de l'Atlantique occidental et de l'Atlantique oriental, mais seulement une différence dans leur étendue latitudinale. Le long de la marge américaine, au cours du Cénomanien et du Sénonien, les rotaliporidés et les globotruncanidés monocarénés se sont rendus aussi loin au nord que les Grands Bancs, qui étaient alors à une latitude d'environ 35°N, soit la limite septentrionale du milieu subtropical. Des formes bicarénées sont présentes dans la partie méridionale de la plate-forme du Labrador; durant le Campanien-Maastrichtien, *Globigerinelloides* et *Rugoglobigerina* se sont rendus aussi loin au nord que la baie de Baffin (qui se trouvait alors entre les latitudes 55° et 65°N). Au Sénonien, des masses d'eau de l'Atlantique ont atteint la baie de Baffin mais étaient plus froides au nord. Le long de la marge européenne, au cours du Cénomanien-Sénonien, des foraminifères planctoniques monocarénés ont atteint le sud de l'Angleterre, le sud et même le nord de la mer du Nord, qui se trouvait alors à 50°N; dans ces eaux septentrionales, Burnhill et Ramsay (1981) ont reconnu *Globotruncana imbricata, G. renzi, G. tricarinata, Praeglobotruncana hagni, P. stephani, Rotalipora cushmani, R. greenhornensis* et *R. reicheli*. Cette migration des faunes vers le nord, le long de la moitié est du domaine atlantique, peut être attribuée à l'influence du Gulf Stream naissant, qui a traversé les Grands Bancs vers

l'Europe occidentale et entraîné des organismes pélagiques vers le nord.

En se fondant sur la répartition du nannoplancton, Doeven (1983) a examiné la possibilité qu'il y ait eu refroidissement systématique des masses d'eau au Crétacé tardif, le long de la marge nord-ouest de l'Atlantique. D'après les fréquences relatives des associations de haute latitude — où dominent *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Kamptnerius magnificus*, *Micula « staurophora »* et *Nephrolithus frequens* — et de *Watznaueria barnesae*, de milieu plus tropical, il a conclu que le refroidissement systématique a pu commencer durant le Campanien tardif et s'accroître au cours du Maastrichtien tardif.

Tertiaire

Il existe de nombreuses publications sur la biogéographie et la circulation cénozoïques, dont la reconstitution est basée sur la répartition des végétaux, des vertébrés et des microfossiles (Berggren et Hollister, 1974; Dawson et al., 1976; Haq et al., 1977; Gradstein et Srivastava, 1980; Berggren et Schnitker, 1983). Les détails des reconstitutions sont complexes, notamment celles qui concernent le début d'une circulation marine profonde, plus vigoureuse, qui est attribuée à l'évolution des passages marins et à l'accroissement des gradients thermiques en fonction de la profondeur et de la latitude. La présente section décrit les principaux éléments de la biogéographie et de la circulation au Cénozoïque, et présente une synthèse d'une analyse mathématique récente de la répartition des microfossiles le long d'un transect latitudinal, au large de la côte Est du Canada, qui illustre ces éléments.

À Nugssuaq, au Groenland occidental, la découverte d'une faune riche en mollusques, en échinides et en coraux, d'une association de foraminifères planctoniques et d'une association de nannoplancton, d'âge danien, indique que le climat paléocène était tempéré vers le nord jusqu'à la latitude 75°N. Dans l'île d'Ellesmere, au nord-ouest de Nugssuaq, la Formation d'Eureka Sound contient des vertébrés de l'Éocène précoce, comme des lézards, des crocodiles, des lémuriens volants, des petits primates et des tapirs, dont la présence indique que la température moyenne du mois le plus froid était supérieure à 10 ou 12°C. Tous ces animaux étaient adaptés à un climat chaud et au long crépuscule et à l'obscurité des hautes latitudes. Ces données concordent avec la flore paléogène du Groenland et du Svalbard, qui témoigne également d'un climat tempéré chaud.

À l'Éocène précoce et au début de l'Éocène moyen, dans l'Atlantique Nord, y compris la mer du Labrador et la mer de Norvège, il y a eu incursion simultanée vers le nord d'associations de morozovellidés (fig. 8-7e) et d'associations de foraminifères planctoniques subbotinidés-acarininidés de basse latitude. Ce phénomène est interprété comme indiquant un optimum climatique, malgré la baisse mondiale des températures qui a eu lieu au Cénozoïque. Cette conclusion concorde avec les données provenant de l'archipel arctique, qui sont mentionnées ci-dessus. Le Gulf Stream a dû atteindre au moins 50°N dans la mer du Labrador. En Europe, des données similaires ont été recueillies encore plus loin au nord, ce qui correspond à la trajectoire actuelle du Gulf Stream. Par exemple, la limite septentrionale des acarininidés de climat tempéré chaud, notamment *A. broedermanni*, *A. densa*, *A. pentacamerata* et *A. wilcoxensis*, et de certains morozovellidés, y compris *M. aragonensis caucasica*, *M. formosa gracilis* et *M. subbotinae*, se trouve sur le banc de Rockall, dans l'ouest de l'Atlantique Nord, le sud de l'Angleterre et le sud de la mer du Nord (fig. 8-7e). Les gros foraminifères comme *Nummulites*, qui sont caractéristiques de la zone euphotique d'une part et de la Téthys d'autre part, sont retrouvés 30° plus loin au nord dans les bassins peu profonds de l'Atlantique oriental que le long de la marge nord-américaine. Les taxons de grands foraminifères tertiaires sont presque complètement différents de part et d'autre de l'Atlantique; cette différence latitudinale n'est donc pas une conséquence d'une déviation du Gulf Stream.

Comme il a été mentionné ci-dessus, des associations pratiquement identiques de foraminifères benthiques agglutinants, caractéristiques des flyschs des bassins des Alpes et des Carpathes, sont présentes dans les sédiments du Paléogène et du Miocène précoce des grabens Viking et Central de la mer du Nord, sur les talus du Crétacé tardif et de l'Éocène au large du Labrador et de Terre-Neuve et dans le faciès d'avant-pays de la Trinité méridionale du Maastrichtien et du Paléocène. Ces associations s'étendent jusque dans le faciès turbiditique de la mer de Norvège, et elles sont probablement présentes dans la partie centrale de la baie de Baffin. Elles reflètent des dépôts clastiques terrigènes à grain fin, pauvres en matériaux carbonatés, des bassins bathyaux ou des milieux plus profonds. Le manque d'endémie révèle que les organismes benthiques marins d'eau plus profonde se sont dispersés librement sur la bordure continentale atlantique, qui s'est formée après le Crétacé tardif.

Durant l'Éocène-Oligocène, le refroidissement planétaire qui a accompagné le développement de l'inlandsis antarctique a réduit le nombre d'organismes planctoniques dans l'Atlantique, comme l'indique la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères calcaires. Des associations de nannofossiles et de globigérinidés de latitude relativement haute se sont étendues à maintes reprises loin dans les zones de latitude plus basse. Les courants profonds se sont intensifiés, notamment au début du Miocène, lorsque la dorsale groenlando-écossaise a été ébréchée suffisamment pour permettre aux eaux froides de la mer de Norvège de déborder dans l'Atlantique. C'est à cette époque que les dépôts de sédiments transportés par les courants de dérive sont devenus plus étendus.

La migration vers le sud de la zone d'organismes planctoniques de climat tempéré chaud témoigne d'un refroidissement accru durant le Miocène et le Pliocène. Néanmoins, des foraminifères planctoniques tropicaux, tels que *Globigerinoides*, *Globorotalia*, *Orbulina* et parfois *Pulleniatina*, sont présents le long de la marge atlantique canadienne, dans le sud de la mer du Labrador et dans l'est de l'Atlantique Nord, jusque vers le Pliocène moyen (de 3 à 5 Ma). La faune a alors été remplacée brusquement par des organismes subpolaires comme *Neogloboquadrina atlantica*, *N. pachyderma* et *Globigerina bulloides*, par suite de la glaciation polaire de l'hémisphère Nord. Des débris glaciels trouvés dans la mer du Labrador datent presque de 3 Ma.

Répartition spatiale des foraminifères cénozoïques

Dans le nord-ouest de l'Atlantique, la répartition spatiale des foraminifères cénozoïques, établie à partir des puits, a été analysée mathématiquement par Bonham-Carter et al. (1986). L'étude, qui est fondée sur l'analyse des correspondances, avait pour objet d'examiner tous les gradients fauniques et de les relier, dans la mesure du possible, aux changements océanographiques survenus sur la plate-forme du Labrador, les Grands Bancs et la plate-forme Néo-Écossaise. Le traitement des données au moyen du programme RASC (Ranking ang Scaling program, qui sert à déterminer la succession optimale et la durée des événements biostratigraphiques) a permis de reconnaître dix cénozones sûres qui peuvent être groupées en six tranches de temps bien définies : Paléocène-Éocène précoce; Éocène précoce à moyen; Éocène moyen à tardif; Oligocène; Miocène précoce à moyen et Néogène tardif (Gradstein et al., 1985).

L'analyse des correspondances est une technique d'agencement qui a pour objet de déterminer la répartition spatiale des taxons qui cohabitent. Des échantillons sont prélevés le long d'un transect (par exemple, des puits) et mis en ordre selon les moyennes pondérées de la présence ou de l'absence d'espèces. On applique un algorithme itératif jusqu'à ce que les taxons et les échantillons apparaissent par ordre de valeur ascendante. La méthode a été appliquée par Bonham-Carter et al. (1986) pour l'ensemble du Tertiaire et pour chacune des six tranches de temps; elle montre clairement que la répartition de la faune présente des tendances géographiques qui varient avec le temps et la latitude. Sont omis les événements qui ne sont reconnus que dans un seul puits ou dont la répartition géographique est sporadique dans les puits mis en ordre selon les points accumulés; il reste donc 52 taxons sur 206. La figure 8-8 montre les points accumulés pour la « communalité » dans les puits disposés selon leur position géographique. Il existe un gradient latitudinal nord-sud presque parfait; de plus, les puits situés en eau profonde, au large des Grands Bancs septentrionaux, sont similaires aux puits de la plate-forme Néo-Écossaise, ce qui traduit l'influence « méridionale » du Gulf Stream à proximité des Grands Bancs. Ce résultat provisoire n'indique pas comment la répartition géographique varie dans le temps, et c'est pour cela que l'analyse a également été effectuée pour chacune des six tranches de temps. Ces tranches seront examinées une par une, en commençant par la plus ancienne.

Paléocène-Éocène précoce

L'élément biogéographique le plus important est sans doute la restriction des taxons planctoniques *Morozovella aegua*, *M. aragonensis*, *M. subbotinae*, *Planorotalites australiformis* et *P. pseudomenardii* à la plate-forme Néo-Écossaise et aux Grands Bancs méridionaux, avec certaines occurrences sporadiques dans les puits qui sont situés plus loin au large des Grands Bancs septentrionaux. Cette tendance traduit clairement l'influence de masses d'eau océaniques libres et tempérées, probablement le Gulf Stream naissant. Des taxons benthiques zonaux, y compris *Gavellina beccariformis*, *Rzehakina epigona* et *Spiroplectammina* aff. *navarroana*, sont omniprésents.

Éocène précoce à moyen

Les taxons planctoniques et benthoniques omniprésents sont plus nombreux qu'auparavant, et les espèces de basse latitude, comme *Acarinina* aff. *broedermanni*, *A. densa*, *Morozovella caucasica* et *M. spinulosa*, s'étendent vers le nord jusqu'aux Grands Bancs. D'autres occurrences sporadiques non analysées sont connues au Labrador, ce qui concorde avec le réchauffement prononcé mentionné ci-dessus.

Éocène moyen à tardif

La séquence marine de mudstones terrigènes d'eau profonde de la plate-forme du Labrador et des Grands Bancs septentrionaux a créé une association typique qui n'est pas reconnue régulièrement ou du tout au sud, et qui comprend *Ammobaculites* aff. *polythalamus*, *Ammosphaeroidina* sp. 1, *Cibicidoides alleni*, *C. batjes*, *Haplophragmoides kirki*, *H. walteri*, *Karreriella conversa* et *Plectofrondicularia* sp. 1. Plusieurs taxons additionnels ont été observés uniquement dans les puits de la plate-forme du Labrador. Les taxons planctoniques méridionaux sont plus restreints et comprennent *Globigerina gortanii*, *G. senni*, *G. tripartita*, *Globigerinatheka index* et *G. tropicalis*.

Oligocène

Un petit nombre de taxons à répartition géographique étendue forme la majeure partie de la Zone à *Turrilina alsatica*. Certains taxons pélagiques et certains taxons planctoniques d'eau profonde n'ont été observés que dans les puits méridionaux, ce qui est en accord avec les faciès moins profonds des puits septentrionaux.

Miocène précoce à moyen

Un groupe particulièrement vaste de formes benthiques d'eau profonde et de taxons planctoniques d'eau plus chaude, dont *Globigerinoides*, *Globoquadrina*, *Globorotalia* et *Orbulina*, est reconnu bien au sud; la présence de ces espèces atteste la profondeur considérable de l'eau sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs méridionaux et l'influence marquée du Gulf Stream au cours du Miocène. Environ 9 taxons y sont omniprésents, dont *Alabamina wolterstorfi*, *Ceratobulina contraria*, *Epistomina elegans*, *Globigerina praebulloides*, *Globorotalia scitula praescitula*, *Guttulina problema*, *Gyroidina girardana*, *Spiroplectammina carinata* et *Uvigerina dumblei*, qui sont très utiles pour la corrélation étendue. Les taxons retrouvés uniquement dans les puits septentrionaux sont sous-représentés à cette époque, en raison de leur productivité peu élevée.

Néogène tardif

Des taxons benthiques d'eau peu profonde, à répartition géographique étendue, prédominent, dont *Asterigerina gurichi*, *Causidulina* spp. et *Uvigerina canariensis*. Très peu des puits forés sur la marge canadienne contiennent en abondance des fossiles planctoniques postérieurs au Miocène moyen, car la profondeur de l'eau a baissé davantage à cause de la formation, au Cénozoïque, du biseau de

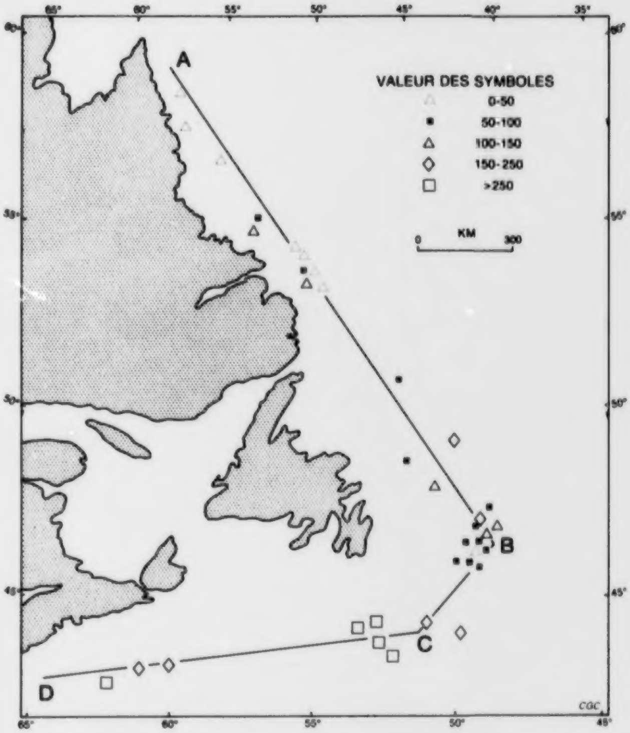


Figure 8-8. Représentation schématique de la variation de composition des associations de foraminifères cénozoïques, de la plate-forme Néo-Écossaise aux Grands Bancs et jusqu'à la plate-forme du Labrador, basée sur l'analyse des correspondances (d'après Bonham-Carter et al., 1986). Le classement des puits est fondé sur les points attribués par la méthode d'analyse qui reflètent les moyennes pondérées de la présence ou de l'absence d'espèces.

sédiments clastiques de progradation, de l'existence d'hiatus et du refroidissement accru qui a produit le courant du Labrador. De nos jours, ce courant froid de faible salinité circule vers le sud, au-dessus de la plate-forme du Labrador, des Grands Bancs et de la plate-forme Néo-Écossaise; il comporte une faune autochtone où domine *Neogloboquadrina pachyderma* et où *Globigerina bulloides* et *G. quinqueloba* sont moins nombreux. Le dernier apport de taxons tropicaux et tempérés a eu lieu dans le sud de la mer du Labrador et sur la plate-forme du Labrador, durant le Pliocène moyen. Des eaux plus froides y prédominent depuis.

En résumé, la biogéographie du Cénozoïque confirme qu'il y a eu des incursions importantes d'eaux relativement chaudes issues de l'Atlantique dans le sud de la mer du Labrador et probablement aussi au nord. Durant l'Oligocène et le Miocène, l'influence des eaux plus froides de l'Atlantique a prédominé et le Gulf Stream a continué à balayer la surface de la plate-forme Néo-Écossaise. Ce n'est qu'au Miocène tardif qu'apparaissent des indices de l'existence d'un courant du Labrador qui longe les plates-formes canadiennes. La circulation superficielle en mode glaciaire, à partir de l'Arctique vers l'Atlantique en passant par la mer du Labrador, s'est établie après le Pliocène moyen.

CONCLUSIONS

La corrélation dynamique des événements majeurs survenus durant le Mésozoïque et le Cénozoïque et attribués à la tectonique des plaques, à la subsidence et à la sédimentation des océans et des marges, aux fluctuations apparentes du niveau marin, aux changements climatiques et à la paléocirculation, et dont témoigne la répartition des biotes, fournit une structure conceptuelle et unificatrice dans le domaine des sciences de la Terre. Des faits éloignés, apparemment sans rapport et recueillis par divers scientifiques, acquièrent une nouvelle signification et permettent d'expliquer et de prévoir les tendances de la lithosphère, de l'hydrosphère et de la biosphère terrestres.

Plusieurs événements clés ressortent au cours des 220 millions d'années de l'évolution de l'Atlantique Nord et de sa bordure continentale (voir aussi le tableau 8-3):

1. Les grabens du Trias tardif-Jurassique précoce, qui occupaient principalement une position subéquatoriale, ont été comblés de couches rouges et d'évaporites. La transgression téthysienne étendue, du Sinémurien tardif au Pliensbachien, a déposé une couche de matériaux carbonatés dans les grabens.

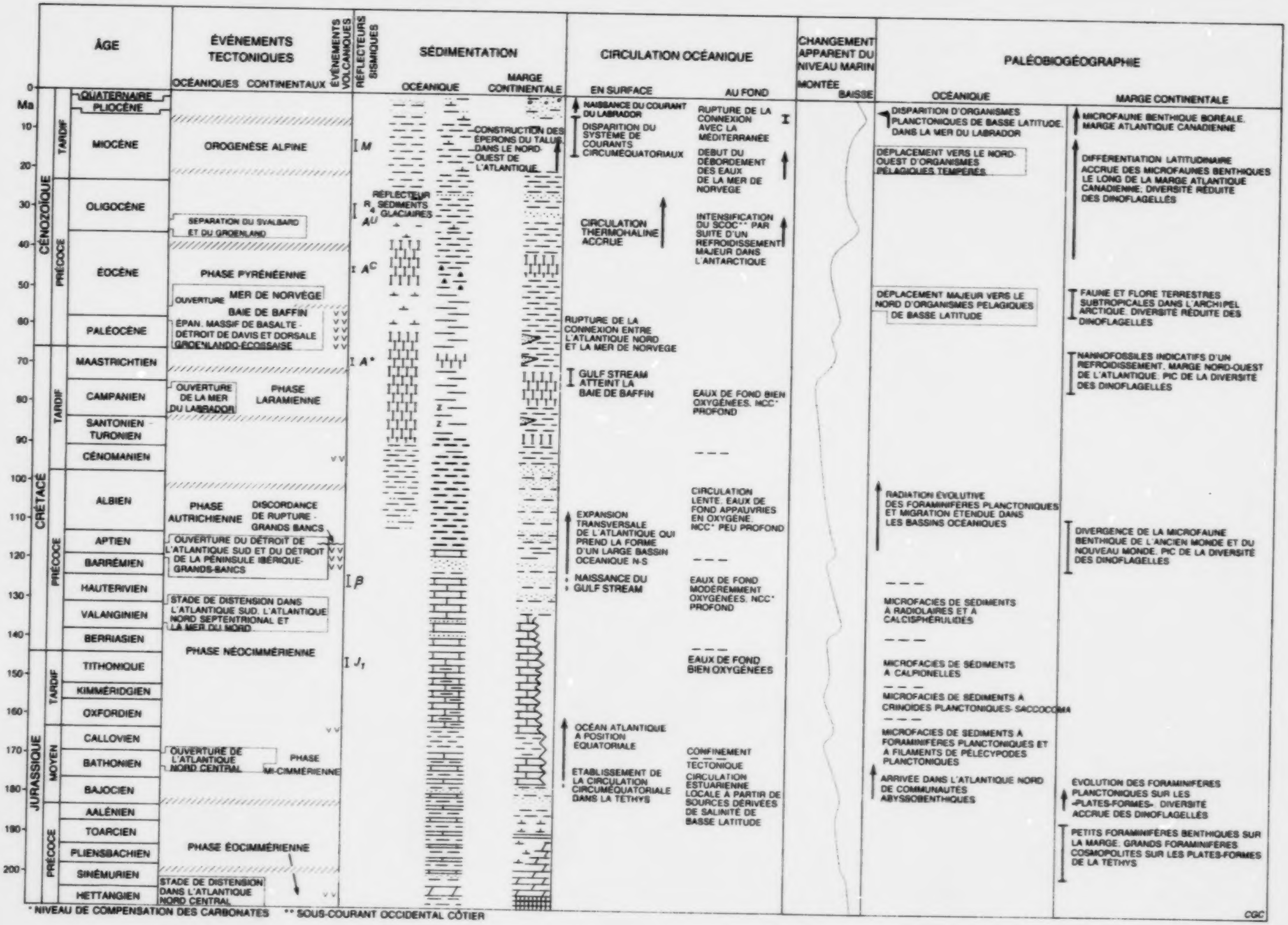
2. L'ouverture de l'océan entre l'Amérique du Nord et l'Afrique, au Jurassique moyen, a été suivie de l'ouverture de l'Atlantique Nord central entre l'Amérique et le sud-ouest de l'Europe, au Crétacé moyen, de la mer du Labrador, au Crétacé tardif, et de la mer de Norvège et la baie de Baffin, au Tertiaire précoce.

3. Les taux de subsidence et de sédimentation des marges étaient liés à la contraction thermique de la lithosphère sous les sédiments qui se refroidissaient après le stade initial de distension; plus tard, ils ont été modifiés en raison de la charge excercée par les sédiments et de la formation de failles. Le long des marges canadiennes de l'Atlantique et de la mer du Labrador, il existait un lien de premier ordre entre la chronologie et la vitesse de la subsidence initiale, laquelle subsidence diminuait de façon exponentielle, et la sédimentation initiale rapide (de l'ordre de 5 à 15 cm/ka). Une deuxième phase de sédimentation moins rapide est attribuée à la charge sédimentaire.

4. Le long des marges continentales atlantiques, la nature de la sédimentation était contrôlée en grande partie par le relief et la nature de l'arrière-pays, le relief du fond marin (seuils, bassins, etc.), la profondeur de l'eau (qui dépendait de la subsidence et des transgressions-régressions) et la position des marges par rapport aux zones climatiques.

Au cours du Jurassique moyen-tardif, le climat subéquatorial, la montée du niveau marin et la faible altitude de l'arrière-pays ont donné lieu à un faciès de plate-forme carbonatée, à proximité du centre de l'Atlantique Nord. Pour des raisons mal connues, dont probablement la dérive progressive vers des latitudes plus septentrionales de la zone euphotique de production des carbonates, les faciès de plate-forme ont été remplacés par de grands deltas clastiques et cônes sous-marins, près de la limite du Jurassique et du Crétacé. C'est à cette époque qu'il y a eu déplacement, dans la partie centrale profonde de l'Atlantique, du centre d'accumulation des carbonates. Au Crétacé précoce, la

Tableau 8-3. Événements paléo-océanographiques et tectoniques majeurs du Mésozoïque et du Cénozoïque dans l'Atlantique Nord.



phase de bas niveau marin a accru les apports de matériaux clastiques. Au Crétacé moyen, les niveaux marins élevés et le relief peu prononcé ont entraîné une réduction marquée des volumes de sédiments clastiques versés dans les océans. Des mudstones glauconitiques, des marnes et des craies ont prédominé le long des marges. Sur les plates-formes continentales, des lacunes sédimentaires étendues, datant du Maastrichtien-Paléocène, de l'Oligocène précoce et du Miocène tardif, sont attribuées à une baisse décamétrique apparente du niveau marin.

5. Dans l'océan Atlantique, la circulation des eaux superficielles et profondes, qui était contrôlée par l'ouverture de l'océan, les vents et les différences dans la densité de l'eau attribuées à des gradients verticaux et horizontaux de salinité et de température, a beaucoup changé avec le temps. Dans les fossés d'effondrement du Trias tardif-Jurassique précoce, la circulation était probablement locale et se faisait vers le sud-ouest. Au Jurassique moyen-tardif, un système de circulation équatorial qui ceinturait le globe a pris naissance dans l'océan et a d'abord créé le courant équatorial giratoire dans l'Atlantique Nord, à circulation anti-horaire. Au Crétacé précoce, lorsque les marges de l'Atlantique Nord central se sont déplacées au nord de 30°N, les vents de l'ouest ont produit le Gulf Stream, courant giratoire nord-atlantique à circulation horaire, qui a entraîné les organismes planctoniques de latitudes basses et moyennes que nous trouvons aujourd'hui dans les roches du Crétacé moyen et supérieur, dans les Grands Bancs septentrionaux et la mer du Nord. Au Campanien-Maastrichtien, d'autres incursions d'importance secondaire ont eu lieu au nord, jusque dans la baie de Baffin (65°N). Durant l'optimum climatique de l'Éocène précoce et jusqu'au début de l'Éocène moyen, le Gulf Stream a atteint 50° ou 55°N sur le côté occidental de l'océan, au cours d'une période de baisse mondiale de la température au Cénozoïque. La naissance du courant froid du Labrador remonte au Miocène tardif; ce courant de faible salinité s'est établi pleinement après le Pliocène moyen, lorsqu'il s'est produit un changement marqué dans les associations de foraminifères benthiques le long de la marge atlantique.

   Au cours du Mésozoïque, la circulation abyssale au fond de l'océan Atlantique a probablement été lente, bien qu'en général, les masses d'eau profondes soient restées bien mélangées, sauf au Callovien-Oxfordien et à l'Aptien-Cénomanien, lorsqu'il y a eu dépôt des shales foncés immatures. Les courants profonds se sont intensifiés durant le Miocène précoce, au moment où la dorsale groenlando-écossaise a été ébréchée suffisamment pour permettre aux eaux froides de la mer de Norvège de se déverser dans l'Atlantique Nord. En même temps, il y a eu accumulation plus importante de sédiments transportés par les courants de dérive. Le biseau épais de sédiments miocènes qui se trouve le long des marges occidentales de la mer du Labrador et de l'océan Atlantique pourrait avoir été la source principale de sédiments pour le précurseur du sous-courant occidental côtier. C'est à cette époque que se sont construits les éperons et les glacis, à un rythme de 5 à 10 cm/ka.

6. Au Jurassique et au Crétacé précoce, les micro-organismes benthiques de latitudes basses et moyennes présentent une stratification selon la profondeur. La composante d'eau peu profonde était de nature téthysienne et occupait les marges septentrionales de la mer. La microfaune abyssale connue de la Téthys est cosmopolite. Des microfaunes d'eau peu profonde du Nouveau Monde et de l'Ancien Monde ont évolué de façon distincte, au Crétacé moyen et tardif, lorsque les seules passages atlantiques peu profonds se trouvaient à de hautes latitudes. La faune cosmopolite de foraminifères agglutinants, semblable à celle des flyschs, a envahi la mer du Nord, le bassin de Terre-Neuve Est et le bassin du Labrador, qui s'affaissaient rapidement, à partir du Maastrichtien jusqu'au Paléocène, lorsqu'il y a eu accumulation, en eau profonde, de séquences marines épaisses de mudstones terrigènes. Cette faune a disparu lorsque la profondeur de l'eau a diminué durant l'Oligocène-Miocène, suivant une chute du niveau marin au cours de l'Oligocène.

REMERCIEMENTS

D. Gillis (Vancouver, Colombie-Britannique) et M. Fearon (Halifax, Nouvelle-Écosse) ont fourni une aide précieuse à la programmation. L. Jansa reconnaît la contribution de nombreux collègues à la figure 8-3, durant les études du Mésozoïque menées en Europe occidentale et dans le nord-ouest de l'Afrique.

RÉFÉRENCES

Aasheim, S.M. and Larsen, V.
1984 : The Tyrihans Discovery : preliminary results from well 6407/1-2; in Petroleum Geology of the North European Margin, ed. A. M. Spencer et al., Proceedings, North European Margin Symposium, Norwegian Petroleum Society; Graham and Trotman, London, p. 285-291.

Adams, A.E.
1979 : Sedimentary environments and palaeography of the western High Atlas, Morocco, during the Middle and Late Jurassic; Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, v. 28, p. 185-196.

Ager, D.V.
1975 : The Jurassic World Ocean (with special reference to the North Atlantic); in Proceedings Jurassic Northern North Sea Symposium, Stavanger; Norwegian Petroleum Society, p. 1-43.

Amato, R.V. and Simonis, E.K.
1980 : Geologic and operational summary, COST G-2 well, Georges Bank area, North Atlantic OSS; United States Geological Survey, Open File Report, no. 80-269, 116 p.

Ambroggi, R.
1963 : Étude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la Plaine du Souss; Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, n° 157, 321 p.

Arthur, M.A. and Natland, J.H.
1979 : Carbonaceous sediments in the North and South Atlantic : the role of salinity in stable stratification of Early Cretaceous basin; in Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleoenvironment, ed. M. Talwani, W.W. Hay and W.B.F. Ryan; American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 3, p. 375-401.

Ascoli, P.
1977 : Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic Scotian Shelf, Atlantic Canada; in Proceedings, First International Symposium on Benthonic Foraminifera, Halifax 1975, Part B; Maritime Sediments, Special Publication no. 1, p. 653-771.

Austin, J.A., Uchupi, E., Shaughness, D.R. III, and Ballard, R.D.
1980 : Geology of New England passive margin; American Association of Petroleum Geologists, v. 64, no. 4, p. 501-526.

Balkwill, H.R., Cook, D.G., Detterman, R.L., Embry, A.F., Hakansson, E., Miall, A.D., Poulton, T.P., and Young, F.G.
1983 : Arctic North America and northern Greenland; in The Phanerozoic Geology of the World, II The Mesozoic B., ed. M. Moullade and A.E.M. Nair; p. 1-31; Elsevier Science Publishers, The Netherlands.

Barr, K.W.
1974 : The Caribbean and plate tectonics : some aspects of the problem; Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, v. 84, no. 1, p. 45-67.

Barss, M.S., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1979 : Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Barthe, A. and Stevaux, J.
1971 : Le Bassin à évaporites du Lias inférieur de l'Aquitaine; Bulletin du Centre de Recherches de Pau, v. 5, p. 363-370.

Beaumont, C., Keen, C.E., and Boutilier, R.
1982 : A comparison of foreland and rift margin sedimentary basins; Philisophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, no. 305, p. 295-317.

Benson, W., Sheridan, R.E., et al. (editors)
1978 : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 44; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 44, 1005 p.

Berggren, W.A. and Haq, B.U.
1976 : The Andalusian stage (Late Miocene): biostratigraphy, biochronology and paleoecology; Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, v. 20, p. 67-129.

Berggren, W.A. and Hollister, C.D.
1974 : Paleogeography, paleobiogeography and the history of circulation in the Atlantic Ocean; in Studies in paleo-oceanography, ed. W.W. Hay; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 20, p. 126-186.

Berggren, W.A. and Schnitker, D.
1983 : Cenozoic marine environments in the North Atlantic and Norwegian-Greenland Sea; in Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge, ed. M. Bot; Plenum Publishing Corporation, New York, p. 495-548.

Berggren, W.A., Kent, D.V., and Flynn, J.
1985a : Paleogene chronology and chronostratigraphy; in Geochronology and Geologic Time Scale, ed. N.J. Snelling; Geological Society of London, Memoir 10, p. 211-260.

Berggren, W.A., Kent, D.V., and Van Couvering, J.A.
1985b : Neogene geochronology and chronostratigraphy; in Geochronology and Geologic Time Scale, ed. N.J. Snelling; Geological Society of London, Memoir 10, p. 141-195.

Bernouilli, D.
1972 : North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies : a comparison; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 11, ed. C.D. Hollister and J.I. Ewing; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 11, p. 801-871.

Bernouilli, D. and Jenkyns, H.C.
1974 : Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys; in Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, ed. R.H. Dott Jr. and R.H. Shaver; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 19, p. 129-160.

Berthou, P.Y. and Lanverjat, J.
1979 : Essai de synthèse paléogéographique et paléobiostratigraphique du Bassin occidental Portugais au cours du Crétacé supérieur : Ciencias da Terra, Lisboa, v. 5, p. 1231-144.

Biju-Duval, B., Dercourt, J., and Le Pichon, X.
1977 : From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system; in Structural History of the Mediterranean basins, ed. B. Biju-Duval and L. Montadert; XXV[e] Congrès-Assemblée plénière de la commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Méditerranée, p. 143-164.

Birkelund, T. and Perch-Nielsen, K.
1976 : Late Paleozoic-Mesozoic evolution of central East Greenland; in Geology of Greenland, ed. E. Eacher and W.S. Waters; Gronlands Geologiske Undersogelse, p. 305-339.

Birkelund, T., Perch-Nielsen, K., Bridgwater, D., and Higgins, A.K.
1974 : An outline of the geology of the Atlantic coast of Greenland; in The Ocean Basins and Margins, Volume 2, ed. A.E.M. Nairn and F.G. Stehli; Plenum Publishing Corporation, New York, v. 2, p. 125-159.

Boillot, G., Winterer, E.L., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M., Davies, T.A., Dunham, K., Evans, C.A., Girardeau, J., Goldberg, D., Haggerty, J., Jansa, L.F., Johnson, J.A., Kasahara, J., Loreau, J.P., Luna, E., Meyer, A.W., Moullade, M., Ogg, J., Sarti, M., Thurow, J., and Williamson, M.A.
1986 : ODP Leg 103 drills into rift structures; Geotimes, v. 31, p. 15-17.

Bonham-Carter, G.F., Gradstein, F.M., and d'Iorio, M.A.
1986 : Distribution of Cenozoic foraminifera from the northwestern Atlantic margin, analyzed by correspondence analysis; Computers and Geosciences, v. 12, no. 4B, p. 621-635.

Brass, G.W., Saltzman, E., Sloan, J.L., Southam, J.R., Hay, W.W., Holser, W.T., and Peterson, W.H.
1982 : Ocean circulation, plate tectonics and climate; in Climate in Earth history, ed. W.H. Berger and J.C. Crowell; United States National Academy of Sciences, p. 83-89.

Burke, K. and Dewey, J.F.
1974 : Two plates in Africa during the Cretaceous?; Nature, v. 249, p. 313-316.

Burnhill, T.J. and Ramsay, W.V.
1981 : Mid-Cretaceous palaeontology and stratigraphy, central North Sea; in Proceedings, Second Conference on Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe, ed. L.V. Illing and G.D. Hobson; Institute of Petroleum, Heydon and Son, London, p. 245-254.

Busson, G.
1970 : Le Mésozoïque saharien, Tome I et II; Centre National de la Recherche scientifique, Paris, 811 p.

Butt, A.
1982 : Micropaleontological bathymetry of the Cretaceous of western Morocco; Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology, v. 37, p. 235-275.

Choubert, G., Faure-Muret, A., and Hottinger, L.
1966 : Le Bassin Côtier de Tarfaya; Tome 1; Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc; Rabat, 319 p.
1971 : La série stratigraphique de Tarfaya (Maroc sud-occidental) et le problème de la naissance de l'océan Atlantique; Notes du Service géologique du Maroc, v. 31, p. 29-40.

Clemmenson, L.B.
1980 : Triassic rift sedimentation and paleogeography of central East Greenland; Geological Survey of Greenland, Bulletin no. 136, 72 p.

Clemmenson, L.B. and Surlyk, F.
1976 : Upper Jurassic coal-bearing shoreline deposits, Hochstitter forland, east Greenland; Sedimentary Geology, v. 15, p. 193-211.

Cooke, H.C.
1929 : Studies of the physiography of the Canadian Shield; Transactions of the Royal society of Canada, v. 3, no. 25(IV), p. 91-120.

Copestake, P., Johnson, B., Coleman, B., Shipp, D., and Murray, J.W.
1981 : Jurassic; in Stratigraphical atlas of fossil foraminifera, ed. D.G. Jenkins and J.W. Murray; British Micropaleontological Society, Ellis Horwood Ltd., p. 81-148.

Cox, A.
1973 : Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals; Freedman and Company, San Francisco, 720 p.

Dawson, M.R., West, R.M., Langston, W., and Hutchison, J.H.
1976 : Paleogene terrestrial vertebrates : northernmost occurrence, Ellesmere Island, Canada; Science, v. 192, p. 781-782.

Dean, W.E., Gardner, J.V., Jansa, L.F., Cepek, P., and Seibold, E.
1978 : Cyclic sedimentation along the continental margin of northwest Africa; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 41, ed. Y. Lancelot et al.; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 41, p. 965-991.

de Graciansky, P.C., Poag, C.W., Cunningham, R., Jr., Loubere, P., Masson, D.G., Mazzullo, J.M., Montadert, L., Muller, C., Otsuka, K., Reynolds, L.A., Sigal, J., Snyder, S.W., Townsend, H.A., Vaos, S.P., and Waples, D.
1985 : The Goban Spur transect : geologic evolution of a sediment-starved passive continental margin; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 58-76.

Dilley, F.C.
1973 : Larger foraminifera and seas through time; in Organisms and Continents Through Time, ed. N.F. Hughes; Paleontology, Special Paper 12, p. 155-168.

Dixon, J.E., Fitton, J.G., and Frost, R.T.C.
1981 : The tectonic significance of post-Carboniferous igneous activity in the North Sea Basin : Petroleum Geology of Continental Shelf of Northwest Europe; Institute of Petroleum, London, p. 121-137.

Doeven, P.H.
1983 : Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the northwestern Atlantic; Geological Survey of Canada, Bulletin 356, 69 p.

Douglas, R. and Sliter, W.V.
1966 : Regional distribution of some Cretaceous rotaliporidae and globotruncanidae (foraminiferida) within North America; Tulane Studies in Geology, v. 4, no. 3, p. 89-131.

Du Dresnay, R.
1971 : Extension et dévelopement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen; Bulletin de la Societé géologique de France, v. 13, p. 46-56.

1979 : Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc; in Symposium de Sédimentation jurassique européen, Paris, 1977; Association Sédimentologique française, Publication Spéciale, n° 1, p. 345-365.

Eliuk, L.S.
1978 : The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada — a depositional and diagenetic model for a Mesozoic carbonate platform; Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 26, p. 424-514.

Exton, J. and Gradstein, F.M.
1984 : Early Jurassic stratigraphy and micropaleontology of the Grand Banks and Portugal; in Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America, ed. G.E.G. Westermann; Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 13-30.

Faleide, J.I., Gudlangsson, S.T., and Jacquart, G.
1984 : Evolution of the western Barents Sea; Marine and Petroleum Geology, v. 1, p. 123-150.

Fillon, F.H., Folinsbee, R.A., and Palmer, R.
1978 : Deep shelf and slope terraces off northern Labrador; Nature, v. 273, no. 5665, p. 743-746.

Firstbrook, P.L., Funnell, B.M., Hurley, A.M., and Smith, A.G.
1979 : Paleoceanic reconstructions 160-0 Ma; United States National Science Foundation, National Ocean Sediment Coring Program, University of California, California, 41 p.

Fischer, A.G. and Arthur, M.A.
1977 : Secular variations in the pelagic realm; in Deep Water Carbonate Environments, ed. H.E. Cook and P. Enos; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 25, p. 18-50.

Floris, S.
1972 : Scleractinian corals from the Upper Cretaceous and Lower Tertiary of Nugsuaq, West Greenland; Bulletin Gronlands Geologiske Undersogelse, v. 100, p. 1-132.

Garcia, A.
1982 : El Cretacico de Espana; Universidad Comparteuse de Madrid, 680 p.

Garcia Moudejar, J., Hines, F.M., Pujalte, V., and Reading, H.G.
1985 : Sedimentation and tectonics in the western Basque-Cantabrian area (northern Spain) during Cretaceous and Tertiary times; Guidebook to Excursion no. 9, p. 308-392.

Gibling, M.R. and Stuart, C.J.
in press : Translational slides and the geometry of a carbonate continental slope in the Middle Jurassic of Portugal; Sedimentary Geology.

Given, M.M.
1977 : Mesozoic and Early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 25, p. 63-91.

Gradstein, F.M.
1977 : Biostratigraphy and biogeography of Jurassic Grand Banks foraminifera; in Proceedings, First International Symposium on Benthonic Foraminifera, Halifax 1975, Part B; Maritime Sediments, Special Publication 1, p. 557-583.
1986 : Northwestern Atlantic Mesozoic biostratigraphy; Chapter 3 in The Western Atlantic Region, ed. P.R. Vogt and B.E. Tucholke; Geological Association of America, The Geology of North America, v. M, p. 507-526.

Gradstein, F.M. and Agterberg, F.P.
1982 : Models of Cenozoic foraminiferal stratigraphy, northwestern Atlantic margin; in Quantitative Stratigraphic Correlation, ed. J.M. Cubitt and R.A. Reyment; J. Wiley and Sons Ltd., New York, p. 119-170.

Gradstein, F.M. and Berggren, W.A.
1981 : Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maestrichtian to Paleogene history of the Labrador and North Seas; Marine Micropaleontology, v. 6, p. 211-268.

Gradstein, F.M. and Sheridan, R.E.
1983 : On the Jurassic Atlantic Ocean and a synthesis of results of Deep Sea Drilling Project Leg 76; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 76, ed. R.E. Sheridan and F.M. Gradstein; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 76, p. 913-945.

Gradstein, F.M. and Srivastava, S.P.
1980 : Aspects of Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Labrador Sea and Baffin Bay; Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology, v. 30, p. 261-295.

Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Brower, J., and Schwarzacher, S.
1985 : Quantitative stratigraphy; Reidel Publishing Company, Dordrecht and Unesco, Paris, 598 p.

Gradstein, F.M., Srivastava, S.P., Jansa, L.F., Miller, K., Mudie, P.J., Peirce, J., Grant, A.C., Piper, D.J.W., and Aksu, A.
1984 : Ocean crust and high latitude paleoceanography in the Labrador Sea; Proposal, Ocean Drilling Program, 30 p.

Gradstein, F.M., Williams, G.L., Jenkins, W.A.M., and Ascoli, P.
1975 : Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Atlantic continental margin, eastern Canada; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 103-131.

Grant, A.C.
1979 : Geophysical observations bearing upon the origin of the Newfoundland Ridge; Tectonophysics, v. 59, p. 71-81.
1980 : Problems with plate tectonics: the Labrador Sea; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, no. 2, p. 252-2173.
1982 : Problems with plate tectonic models for Baffin Bay-Nares Strait: evidence from the Labrador Sea; in Nares Strait and the Drift of Greenland: A Conflict in Plate Tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience, v. 8, p. 313-326.

Habib, D.
1982 : Sedimentary supply origin of Cretaceous black shales; in Nature and Origin of Cretaceous Carbon-rich Facies, ed. S.O. Schlanger and M.B. Cita; Academic Press, London, p. 113-127.

Hallam, A.
1975 : Jurassic Environments; Cambridge University Press, Cambridge, 269 p.
1981 : A revised sea level curve for the early Jurassic; Journal of Geological Society of London, v. 138, p. 735-743.

Hamilton, W.
1983 : Cretaceous and Cenozoic history of the northern continents; Annals of the Missouri Botanical Garden, v. 70, p. 440-458.

Haq, B.U., Premoli-Silva, I., and Lohman, G.P.
1977 : Calcareous plankton paleobiogeographic evidence for major climatic fluctuations in the Early Cenozoic Atlantic Ocean; Journal of Geophysical Research, v. 82, no. 27, p. 3861-3876.

Hardenbol, J., Vail, P.R., and Ferrer, J.
1981 : Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea level changes of passive margins from seismics and biostratigraphy; Oceanologica Acta, v. 4, suppl. 1981, no. SP, p. 33-44.

Hart, M.B., Bailey, H.W., Fletcher, B., Price, R., and Sweicicki, A.
1981 : Cretaceous; in Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera, ed. D.G. Jenkins and J.W. Murray; British Micropaleontological Society, Ellis Horwood Ltd., p. 149-225.

Heezen, B.C., Hollister, C.D., and Ruddiman, W.F.
1966 : Shaping of the continental rise by deep geostraphic contour currents; Science, v. 152, p. 502-508.

Hinz, K. and Schlüter, H.U.
1978 : The geological structure of the western Barents Sea; Marine Geology, v. 26, p. 199-230.

Hinz, K., Dostmann, H., and Fritsch, J.
1982 : The continental margin of Morocco: seismic sequences, structural elements and geological development; in Geology of the Northwest African Continental Margin, ed. U. von Rad, K. Hinz, M. Sarntheim and E. Seibold; Springer-Verlag, Berlin, p. 34-60.

Hinz, K., Winterer, E.L. et al. (editors)
1984 : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 79; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 79, 934 p.

Hollister, C.D. and Ewing, J.I. et al. (editors)
1972 : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 11; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 11, 1077 p.

Holser, W.T., Jansa, L.F., Peretsman, G.S., and Wade, J.A.
in press : Evaporite deposits of the North Atlantic Rift; in Triassic-Jurassic Rifting and the opening of the Atlantic Ocean, W. Manspeizer, ed., Elsevier Science Publishers, The Netherlands.

Jackson, H.R., Keen, C.E., Falconer, R.K.H., and Appleton, K.P.
1979 : New geophysical evidence for seafloor spreading in Central Baffin Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 2122-2135.

Jacobson, V.W. and van Veen, P.
1984 : The Triassic offshore Norway north of 62°; in Petroleum Geology of the North European Margin, ed. A.M. Spencer et al.; Proceedings, North European Margin Symposium, Norwegian Petroleum Society; Graham and Trotman, London, p. 317-327.

Jaffrezo, M.
1980 : Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien, micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléoécologie : Extension des résultats à la Mésogée; Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 165 p.

Jansa, L.F.
1981 : Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.
1986 : Paleoceanography and evolution of the North Atlantic Ocean to basin during the Jurassic, in The Western North Atlantic Region, P.R. Vogt and B.E. Tucholke, ed., Geological Society of America, The Geology of North America, v. M, p. 603-613.

Jansa, L.F. and Macqueen, R.W.
1978 : Stratigraphy and hydrocarbon potential of the central North Atlantic Basin; Geoscience Canada, v. 5, no. 4, p. 176-183.

Jansa, L.F. and Pe-Piper, G.
1985 : Early Cretaceous volcanism on the northeastern American margin and implications for plate tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 83-91.

Jansa, L.F. and Wade, J.A.
1975 : Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-106.

Jansa, L.F. and Wiedmann, J.
1982 : Mesozoic-Cenozoic development of the Eastern North American and Northwest African continental margins : a comparison; in Geology of the Northwest African Continental Margin, ed. U. von Rad, K. Hinz, M. Sarntheim and E. Seibold; Springer-Verlag, Berlin, p. 215-269.

Jansa, L.F., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1980 : Upper Triassic salt deposits of the western North Atlantic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 547-559.

Jansa, L.F., Enos, P., Tucholke, B.E., Gradstein, F.M., and Sheridan, R.E.
1979 : Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American Basin, western North Atlantic; in Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleoenvironments, ed. M. Talwani, W. Hay, and W.B.F. Ryan; American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 3, p. 1-58.

Jansa, L.F., Gradstein, F.M., Harris, I.M., Jenkins, W.A.M., and Williams, G.L.
1976 : Stratigraphy of the Amoco 10E Murre G-67 well, Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 75-30, 14 p.

Jansa, L.F., Steiger, T.H., and Bradshaw, M.J.
1984 : Mesozoic carbonate deposition on the outer continental margin off Morocco; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Volume 79, ed. K. Hinz and E.L. Winterer; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 79, p. 857-891.

Johnson, G.L., Srivastava, S.P., Campsie, J., and Rasmussen, M.
1982 : Occurrences of volcanic rocks in the Labrador Sea and environs and their relation to the evolution of the Labrador Sea; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 7-20.

Kaminski, M.A., Gradstein, F.M., Berggren, W.A., Geroch, S., and Beckmann, J.P.
in press : Flysch-type agglutinated foraminiferal assemblages from Trinidad : taxonomy, stratigraphy and paleobathymetry; in Proceedings, II Conference on Agglutinated Foraminifera, ed. F. Rögl and F.M. Gradstein; Austrian Geol. Bundes anstatt, Vienna, 1986.

Karlsson, W.
1984 : Sedimentology and diagenesis of Jurassic sediments offshore mid-Norway; in Petroleum Geology of the North European Margin, ed. A.M. Spencer et al., Proceedings, North European Margin Symposium, Norwegian Petroleum Society; Graham and Trotman, London, p. 389-396.

Katz, B.J.
1983 : Organic geochemical character of some Deep Sea Drilling Project cores from Legs 76 and 44; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 76, ed. R.E. Sheridan et al.; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 76, p. 463-469.

Keen, C.E.
1979 : Thermal history and subsidence of rifted continental margins — evidence from wells on the Nova Scotian and Labrador shelves; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 505-522.

Keen, C.E. and Peirce, J.W.
1982 : The geophysical implication of minimal Tertiary motion along Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland : A Conflict in Plate Tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddelelser om Gronland, Geoscience, v. 8, p. 327-337.

Kent, D.V. and Gradstein, F.M.
1985 : A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

Kidd, R.B. and Hill, P.R.
1986 : Sedimentation of Feni and Gardar sediment drifts; in Deep Sea Drilling Project, Leg 94, ed. R.B. Kidd, W. Ruddiman et al.; United States Government Printing Office, Washington, D.C., p. 1217-1244.

King, C.
1983 : Cainozoic micropaleontological biostratigraphy of the North Sea; Report of the Institute of Geological Sciences, no. 82/7, p. 1-40.

Klitgord, K.D. and Schouten, H.
1986 : Plate kinematics of the Central Atlantic; in The Western North Atlantic Region, ed. P.R. Vogt and B.E. Tucholke; Geological Society of America, The Geology of North America, v. M, p. 351-378.

Klitgord, K.D., Popenoe, P., and Schouten, H.
1984 : Florida : a Jurassic transform plate boundary; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 7753-7772.

Lancelot, Y., Hathaway, J.C., and Hollister, C.D.
1972 : Lithology of sediments from the western North Atlantic, Leg XI, Deep Sea Drilling Project; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 11, ed. C.D. Hollister et al.; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 11, p. 901-950.

Larsen, H.C.
1984 : Geology of the East Greenland shelf; in Petroleum Geology of the North European Margin, ed. A.M. Spencer et al., Proceedings, North European Margin Symposium, Norwegian Petroleum Society; Graham and Trotman, London, p. 329-339.

Larsen, R.M. and Skarpnes, O.
1984 : Regional interpretation and hydrocarbon potential of the Traenabanken area; in Petroleum Geology of the North European Margin; Norwegian Petroleum Society (Graham and Trotman publishers), p. 217-236.

Laughton, A.S., Berggren, W.A. et al. (editors)
1972 : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 12; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v.12, 1212 p.

Longoria, J.F.
1984 : Mesozoic tectostratigraphic domains in East-Central Mexico; in Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America, ed. G.E. Westerman; Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 65-77.

MacLean, B., Williams, G.L., Sanford, B.V., Klassen, R.A., Blakeney, C., and Jennings, A.
1986 : A reconnaissance study of the bedrock and surficial geology of Hudson Strait, Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 617-635.

Malod, J.A.
1980 : La marge atlantique marocaine au Nord de Casablanca; Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, v. 22, p. 201-212.

Manspeizer, W., Puffer, J., and Cousminer, H.
1978 : Separation of Morocco and eastern North America : A Triassic-Liassic record; Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 901-920.

Matishov, G.G.
1977 : Relief, morphotectonics and principal features of the evolution of the Barents Sea Shelf; Oceanology, v. 17, p. 322-326.

Mattick, R.E., Schlee, J.S., and Bayer, K.C.
1981 : The geology and hydrocarbon potential of the Georges Bank-Baltimore Canyon Trough area; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 461-486.

McHone, J.G. and Butler, J.R.
1984 : Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 757-765.

McIver, N.L.
1972 : Cenozoic and Mesozoic stratigraphy of the Nova Scotia shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

McMillan, N.J.
1973 : Shelves of Labrador Sea and Baffin Bay, Canada; in Future Petroleum Provinces of Canada, ed. R.G. McCrossan; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 473-517.

McWhae, J.R.H., Elie, R., Laughton, K.C., and Gunther, P.R.
1980 : Stratigraphy and petroleum prospects of the Labrador Shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 460-488.

Miller, K.G., Gradstein, F.M., and Berggren, W.A.
1982 : Late Cretaceous to Early Tertiary agglutinated benthic foraminifera in the Labrador Sea; Micropaleontology, v. 28, no. 1, p. 1-30.

Miller, K.G., Mountain, G.S., and Tucholke, B.E.
1984 : Oligocene glacio-eustasy and erosion on the margins of the North Atlantic; Geology, v. 1, p. 10-13.

Monbaron, M.
1981 : Sédimentation, tectonique synsédimentaire et magmatisme basique : l'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Behi Millal (Maroc) au cours du Mésozoïque; ses incidences sur la tectonique tertiaire; Ecologae Geologiae Helvetiae, v. 74, n° 3, p. 625-638.
1982 : Un relief anté-Bathonien enfoui sur la ride du Ibel La'bbadine (Haut Atlas Central, Maroc) : conséquenses pour la chronologie de l'orogenèse atlasique; Bulletin Vereinigung der Schweizerischen Petroleum-Geologen und -Ingenieure, v. 48, p. 9-25.

Montadert, L., de Charpel, O., Roberts, D., Guennoc, P., and Sibuet, J.
1979a : Northeast Atlantic passive continental margins : rifting and subsidence processes; in Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleoenvironments, ed. M. Talwani, W. Hay and W.B.F. Ryan; American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 3, p. 154-186.

Montadert, L., Roberts, D.G. et al. (editors)
1979b : Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 48; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 48, 1183 p.

Mork, A. and Bjoroy, M.
1984 : Mesozoic source rocks on Svalbard; in Petroleum Geology of the North European Margin, ed. A.M. Spencer et al., Proceedings, North European Margin Symposium, Norwegian Petroleum Society; Graham and Trotman, London, p. 371-382.

Mork, A., Knarud, R., and Korsley, D.
1982 : Depositional and diagenetic environments of the Triassic and Lower Jurassic of Svalbard; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 371-398.

Mouterde, R. and Ruget, C.
1975 : Esquisse de la Paléogéographie du jurassique inférieur et moyen au Portugal; Bulletin Société Géologique de France, v. 18, p. 779-786.

Ogg, J.G., Robertson, A.H.F., and Jansa, L.F.
1983 : Jurassic sedimentation history of Site 534 (western North Atlantic) and of the Atlantic-Tethys Seaway; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 76, ed. R.S. Sheridan and F.M. Gradstein; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 76, p. 829-884.

Olaussen, S., Dalland, A., Gloppen, T.G., and Johannessen, E.
1984 : Depositional environment and diagenesis of Jurassic reservoir sandstones in the eastern part of Troms I area; in Petroleum Geology of the North European Margin, ed. A.M. Spencer et al., Proceedings, North European Margin Symposium, Norwegian Petroleum Society; Graham and Trotman, London, p. 61-79.

Parrish, J.T. and Curtis, R.L.
1982 : Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic Eras; Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology, v. 40, p. 31-66.

Pe-Piper, G. and Jansa, L.F.
1986 : Triassic olivine-normative diabase from Northumberland Strait, eastern Canada : implications for continental rifting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1013-1021.

Poag, C.W.
1982 : Stratigraphic reference section for Georges Bank Basin depositional model for New England passive margin; Bulletin American Association of Petroleum Geologists, v. 66, p. 1021-1041.

Poore, R.Z. and Berggren, W.A.
1974 : Pliocene biostratigraphy of the Labrador Sea : calcareous plankton; Journal of Foraminiferal Research, v. 4, no. 3, p. 91-108.

Pujalte, V.
1982 : Transito Jurassico-Cretacico, Berriasiense, Vlanginiense, Hauteriviense y Barremiense; in El Cretacico de Espana, Universidad Complutense de Madrid, p. 51-62.

Ramalho, M.M.
1971 : Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal); Servicos geologicos de Portugal, Memoria 19, 212 p.
1985 : Considérations sur la biostratigraphique du Jurassique supérieur de l'Algarve Oriental (Portugal); Comunicacoes Servicos geologicos de Portugal, v. 71, p. 41-50.

Renz, O., Imlay, R., Lancelot, Y., and Ryan, W.B.F.
1975 : Ammonite-rich Oxfordian limestones from the base of the continental slope off northwestern Africa; Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 68, no. 2, p. 431-448.

Reyment, R.A. and Bengtson, P.
1985 : Mid-Cretaceous events, report on results obtained from 1974-1983 by IGP Project no. 58; Publications Paleontological Institution, University of Uppsala, Special Volume 5, 132 p.

Reyre, D.
1966 : Sedimentary basins of the African coast : Symposium on the Post-Cambrian Sedimentary Coastal Basins of West Africa; Association of African Geological Surveys, Paris, 304 p.

Riegraf, W.
1985 : Mikrofauna, Biostratigrafie und Fazies im unteren Toarcium Südwestdeutschlands und Vergleiche mit benachbarten Gebieten; Tübingen Mikropaläont. Mitt., n. 3, 232 p.

Riegraf, W., Luterbacher, H., and Leckie, R.M.
1984 : Jurassic foraminifers from the Mazagan Plateau, Deep Sea Drilling Project Site 547, Leg 79 off Morocco; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 79, ed. K. Hinz, E.L. Winterer et al.; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 79, p. 671-702.

Roberts, D.G., Bachman, J., Morton, A.C., Murray, J.W., and Keene, J.B.
1984 : Evolution of volcanic rifted margins : synthesis of Leg 81 results on the west margin of Rockall Plateau; in Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, Volume 81, ed. D.G. Roberts, D. Schnitker et al.; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 81, p. 883-911.

Rocha, B.R.
1977 : Estudo estratigrafico e paleontologico do Jurassico do Algarve occidental; Universidade Nova De Lisboa, Ciencias da Terra, v. 2, 178 p.

Rolle, F.
1985 : Late Cretaceous-Tertiary sediments offshore central West Greenland : lithostratigraphy, sedimentary evolution and petroleum potential; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1001-1019.

Royden, L., Sclater, J.G., and Von Herzen, R.P.
1980 : Continental margin subsidence and heat flow : important parameters in formation of petroleum hydrocarbons; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, no. 2, p. 173-187.

Ryan, W.B.F. and Miller, E.L.
1981 : Evidence of a carbonate platform beneath Georges Bank; Marine Geology, v. 44, p. 213-228.

Salvan, H.M.
1974 : Les séries salifères du Trias marocain : caractères généraux et possibilités d'interprétation; Bulletin de la Societé Géologique de France, v. 16, p. 724-731.

Schlee, J.S., Behrend, J.C., Grow, J.A., Robb, J.M., Mattik, R.E., Taylor, P.T., and Lawson, B.J.
1976 : Regional geologic framework off northeastern United States; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 926-951.

Schlee, J.S., Dillon, W.P., and Grow, J.A.
1979 : Structure of the continental slope off the eastern United States; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, v. 27, p. 95-117.

Sclater, J., Hellinger, S., and Tapscott, C.
1977 : The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Present; Journal of Geology, v. 85, p. 509-552.

Sheridan, R.E., Gradstein, F.M. et al. (editors)
1983 : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 76; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 76, 947 p.

Smith, R.C. II, Rose, A.W., and Lanning, R.M.
1975 : Geology and geochemistry of Triassic diabase in Pennsylvanian; Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 943-955.

Soler, R., Lopez Vilchez, J., and Riaza, C.
1981 : Petroleum geology of the Bay of Biscay; in Proceedings, Second Conference on Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe, ed. L.V. Illing and G.D. Hobson; Institute of Petroleum, Hoydson and Son, London, p. 474-484.

Srivastava, S.P.
1978 : Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 52, p. 313-357.

Srivastava, S.P. and Tapscott, C.R.
1986 : Plate kinematics of the North Atlantic; in The Western North Atlantic Region, ed. P.R. Vogt and B.E. Tucholke, Geological Society of America, The Geology of North America, v. M, p. 379-404.

Stam, B.
1986 : Quantitative analysis of Middle and Late Jurassic foraminifera from Portugal and its implications for the Grand Banks of Newfoundland; Utrecht Micropaleontological Bulletin, no. 34, 167 p.

Stam, B., Gradstein, F.M., Lloyd, P., and Gillis, D.
1987 : Algorithms for porosity and subsidence history; Computers and Geosciences, v. 13, no. 2, p. 317-349.

Steel, R.J. and Worsley, D.
1984 : Svalbard's post-Caledonian strata — an atlas of sedimentational patterns and paleogeographic evolution; in Petroleum Geology of the North European Margin, ed. A.M. Spencer et al., Proceedings, North Atlantic European Margin Symposium, Norwegian Petroleum Society; Graham and Trotman, London, p. 109-135.

Stevaux, J. and Winnock, E.
1974 : Les bassins du Trias et du Lias inférieur d'Aquitaine; Bulletin du Service Géologique de France, v. 16, no. 6, p. 679-695.

Stöcklin, J.
1984 : Orogeny and Tethys evolution in the Middle-East : an appraisal of current concepts; in Proceedings, 27th International Geological Congress, Moscow, Volume 5, Tectonics of Asia; Scientific Press, Utrecht, v. 5, p. 65-84.

Surlyk, F. and Clemmenson, L.B.
1983 : Rift propagation and eustacy as controlling factors during Jurassic inshore and shelf sedimentation in northern east Greenland; Sedimentary Geology, v. 34, p. 119-143.

Surlyk, F., Clemmensen, L.B., and Larsen, H.C.
1981 : Post-Paleozoic evolution of the East Greenland continental margin; in Geology of the North American Borderland, ed., J.W. Kerr, and A.J. Ferguson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 611-645.

Surlyk, J.
1973 : The Jurassic-Cretaceous boundary in Jameson Land, East Greenland; in The Boreal Lower Cretaceous, ed. R. Casey and P.F. Rawson; Museum de Minéralogie et de Géologie de l'Université de Copenhague, Geological Journal, Special Issue 5, p. 81-100.
1978 : Mesozoic geology and palaeogeography of Hochstetter Forland, East Greenland; Geological Society of Denmark Bulletin, v. 27, p. 73-87.
1984 : Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Foreland Group, east Greenland; in Sedimentology of Gravels and Conglomerates, ed. E.H. Koster and R.J. Steel; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, p. 359-382.

Talbot, M.R.
1973 : Major sedimentary cycles in the Corallian beds (Oxfordian) of southern England; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 14, p. 293-317.

Talwani, M. and Eldholm, O.
1977 : Evolution of the Norwegian-Greenland Sea; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 969-999.

Templeton, R.S.M.
1971 : The geology of the continental margin between Dakar and Cape Palmas; in The Geology of the East Atlantic Margin, ed. F.M. Delany; Great Britain Institute of Geological Sciences, Report 7016, p. 47-60.

Thiede, J.
1979 : History of the North Atlantic Ocean : evolution of an asymmetric zonal paleoenvironment in a latitudinal ocean basin; in Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleoenvironment, ed. M. Talwani, W. Hay and W.B.F. Ryan; American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 3, p. 275-296.

Thiede, J. and van Andel, T.H.
1977 : The paleoenvironment of anaerobic sediments in the Late Mesozoic South Atlantic Ocean; Earth and Planetary Science Letters, v. 33, p. 301-309.

Thierstein, H.R. and Okada, H.
1979 : The Cretaceous-Tertiary boundary event in the North Atlantic; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 43, ed. B.E. Tucholke and P.R. Vogt; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 43, p. 601-617.

Thomas, F.C. and Gradstein, F.M.
1981 : Tertiary subsurface correlations using pyritized diatoms, offshore eastern Canada; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 81-1B, p. 17-23.

Tissot, B., Demaison, G.J., and Masson, P.
1980 : Paleoenvironment and petroleum potential of the mid-Cretaceous black shales in the Atlantic basins; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 2051-2063.

Tucholke, B.E. and Mountain, G.S.
1979 : Seismic stratigraphy, lithostratigraphy and paleosedimentation patterns in the North American basin; in Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleoenvironments, ed. M. Talwani, W. Hay and W. Ryan; American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 3, p. 58-86.

Tucholke, B.E., Vogt, P.R. et al. (editors)
1979 : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 43; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 43, 1115 p.

Tyson, R.V., Wilson, R.C.L., and Downie, C.
1979 : A stratified water column environmental model for the type Kimmeridge clay; Nature, v. 277, no. 5695, p. 377-380.

Umpleby, D.C.
1979 : Geology of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 79-14, p. 1-34.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., and Thompson, S.
1977 : Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4 : Global cycles of relative change of sea level; in Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration, ed. C.E. Payton; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 83-97.

van Hinte, J.E., Wise, S.W., Biart, B.N.M., Covington, J.M., Drugg, W.S., Dunn, D.A., Farre, J., Habib, D., Hart, M.B., Haggerty, J.A., Johns, M.W., Lang, T.H., Meyers, P.A., Miller, K.G., Moullade, M.R., Mountain, G.S., Muza, J.P., Ogg, J.G., Okamura, M., Sarti, M., and von Rad, U.
1985 : DSDP Site 603 : first deep penetration (> 1000 m) of the continental rise along the passive margin of eastern North America; Geology, v. 13, p. 392-396.

Van Houten, F.B.
1977 : Triassic-Liassic deposits, Morocco and eastern North America : a comparison; American Association of Petroleum Geologists, v. 61, no. 1, p. 79-99.

von Rad, U. and Sarti, M.
1986 : Early Cretaceous events in the evolution of the eastern and western North Atlantic continental margins; Geologische Rundschau, v. 75, no. 1, p. 139-158.

von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M. and Seibold, E. (editors)
1982 : Geology of the Northwest African Continental Margin; Springer-Verlag, Berlin, 703 p.

Wade, J.A.
1977 : Stratigraphy of Georges Bank Basin : interpreted from seismic correlation to the western Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2274-2283.

Watts, A.B. and Steckler, M.S.
1981 : Subsidence and tectonics of Atlantic-type continental margins; Oceanologica Acta, v. 4, suppl. 1981, no. SP, p. 143-153.

Westermann, G.E.G.
1984 : Summary of symposium paper on Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America; Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 307-315.

Westermann, G.E.G. and Riccardi, A.C.
1976 : Middle Jurassic ammonite distribution and the affinities of the Andean faunas; Primer Congreso Geologico Chileno, v. 1, p. 23-39.

Westre, S.
1984 : The Askeladden gas find — Troms 1; in Petroleum Geology of the North European margin; Norwegian Petroleum Society (Graham and Trotman publishers), p. 33-39.

Wildi, P., Nold, M., and Uttinger, J.
1977 : La Dorsale calcaire entre tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc); Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 70, p. 371-415.

Wildi, W.
1981 : Le Ferrysch : cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc); Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 74, p. 481-527.

Williams, G.D. and Stelck, C.R.
1975 : Speculations on the Cretaceous paleogeography of North America; in Cretaceous System in the Western Interior of North America, ed. W.G.E. Caldwell; Geological Association of Canada, Special Paper 13, p. 1-20.

Williamson, M.A.
1987 : Quantitative biozonation of the Late Jurassic and Early Cretaceous of the East Newfoundland Basin; Micropaleontology, v. 33, no. 1, p. 37-65.

Wilson, R.C.L.
1979 : A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin; Ciencias da Terra, Lisboa, v. 5, p. 53-84.
Wilson, R.C.L. and Exton, J.
1979 : Excursion to the Mesozoic of the Lusitanian Basin, west central Portugal; Published by the Open University, 80 p.
Wright, P.V. and Wilson, R.C.L.
1984 : A carbonate submarine fan sequence from the Jurassic of Portugal; Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, no. 2, p. 394-412.
Zakharov, Y.A., Surlyk, F., and Dalland, A.
1981 : Upper Jurassic-Lower Cretaceous Buchia from Andoy, northern Norway; Geological Museum of the University of Copenhagen, Contributions to Palaeontology, no. 302, p. 260-269.
Ziegler, P.A.
1975 : Geologic evolution of the North Sea and its tectonic framework; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 1073-1097.
1978 : Northwestern Europe : tectonics and basin development; Geologie en Mijnbouw, v. 57, p. 589-626.
1981 : Evolution of sedimentary basins in northwest Europe; in Proceedings, Second Conference on Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe, ed. L.V. Illing and G.D. Hobson; Institute of Petroleum, Heydon and Son, London, p. 3-39.
1982 : Geological atlas of western and central Europe; Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., Elsevier Scientific, New York, 130 p.

Adresse des auteurs

F.M. Gradstein
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

L.M. Jansa
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

S.P. Srivastava
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

M.A. Williamson
Shell Canada Limited
P.O. Box 100, Station 'M'
Calgary, Alberta
T2P 2H5

G. Bonham Carter
Commission géologique du Canada
601 rue Booth
Ottawa (Ontario)
K1A 0E8

B. Stam
Syria Shell Petroleum Development B.V.
Rawda Str. 61
P.O. Box 3663
Damascus
Syria

Imprimé au Canada

Chapitre 9

GÉODYNAMIQUE DES MARGES CONTINENTALES DE DIVERGENCE

Introduction
- Portée du chapitre
- Classification et évolution des marges continentales
- Rôle et nature des modèles géodynamiques
- Rôle et nature de la lithosphère

Évolution des marges - observations réalisées sur la marge continentale de l'Est du Canada
- Aperçu de la tectonique des plaques
- Marges contemporaines situées au large de la côte Est du Canada

Modèles
- Modèles théoriques du rifting
- Modèles d'étirement
- Modèles thermomécaniques de l'évolution des marges continentales après la phase de rifting

Résultats de la modélisation thermomécanique
- Introduction
- Relation entre le style de marge et la distribution de ß et des apports sédimentaires
- Distension dépendante de la profondeur
- Relation entre les caractéristiques de la marge et les autres paramètres du modèle
- Bassin Néo-Écossais
- Plate-forme de LaHave
- Cuvette du canyon de Baltimore — ligne 25 de l'USGS
- Dépression des Carolines — ligne 32 de l'USGS
- Discussion et synthèse

Modèles améliorés du rifting
- Limitations des modèles cinématiques simples
- Modèles dynamiques du rifting
- Étirement épisodique et à vitesse finie
- Résultats des modèles dynamiques d'étirement
- Soulèvement de la marge du côté du continent
- Le rôle de la fusion partielle

Évolution thermique et maturation des sédiments de la marge continentale
- Modèle prévisionnel de l'évolution thermique
- Limitations de nature géochimique imposées à l'évolution thermique

Réactions d'aromatisation et d'isomérisation (A-I) et évolution thermique de la marge Néo-Écossaise
Température et maturation des sédiments de la marge Néo-Écossaise
Diapirisme salifère et état de maturation des sédiments
Conclusions et orientation future de la modélisation thermique

Conclusions

Remerciements

Références

Chapitre 9

GÉODYNAMIQUE DES MARGES CONTINENTALES DE DIVERGENCE

C.E. Keen et C. Beaumont

INTRODUCTION

Portée du chapitre

Dans le présent chapitre, sont passés en revue les modèles géodynamiques des marges continentales de divergence. Ces modèles ont été élaborés pour expliquer certains détails des données géologiques observées, dans le cadre des processus physiques qui s'exercent à l'intérieur et au-dessous de la lithosphère. Ces processus régissent l'évolution de la marge, et sont peut-être liés aux forces motrices de la tectonique des plaques. Par conséquent, le présent chapitre diffère des autres du volume, en ce qu'on y traite principalement des processus contribuant à l'évolution des marges et des façons de déterminer ces processus, sans beaucoup discuter des données fournies par l'observation, sauf dans la mesure où elles influencent la modélisation. Le moment est peut-être bien choisi, car le géologue a peu de recours s'il veut obtenir un compte rendu de ces modèles, et de l'aide pour la détermination des facteurs régissant l'évolution des principales structures géologiques. La modélisation géodynamique[a] presque toujours été le domaine exclusif du géophysicien, et dans le présent chapitre, le sujet est abordé d'une façon utile à la fois au géologue et au géophysicien.

Non seulement cette étude met l'accent sur les processus, mais elle donne aussi un résumé succinct des données fournies par l'observation, et met en relief les détails essentiels à la réalisation des études géodynamiques. On encourage aussi le lecteur à rechercher ailleurs dans le volume une présentation détaillée de ces observations. D'autres articles pertinents sont ceux de Jansa et Wade (1975); Hinz et al. (1979); Umpleby (1979); McWhae (1981); Wade (1981); et Haworth et al. (1985). Les auteurs emploieront les observations faites sur la géologie et la géophysique des marges de divergence situées au large de la côte Est du Canada, pour illustrer les possibilités des modèles géodynamiques, leur sensibilité aux modifications des variables géologiques, et leurs points forts et leurs points faibles du point de vue de la prévision des phénomènes géologiques observés. Ces modèles ayant des applications à l'échelle du globe, d'autres marges continentales de divergence seront étudiées si elles illustrent mieux certains aspects particuliers de l'évolution des marges.

Finalement, il est impossible de décrire avec le même degré de détail tous les processus divers qui, selon les hypothèses proposées, ont lieu pendant l'évolution des marges continentales de divergence. Par conséquent, ne sont pas présentées en détail les hypothèses ne fournissant pas pour l'instant des calculs quantitatifs vérifiables basés sur la modélisation.

Classification et évolution des marges continentales

Il se forme des marges continentales passives, également appelées marges continentales atlantiques, durant la rupture des continents ou le rifting, qui finissent par engendrer des marges de plaques divergentes à mesure qu'apparaît une nouvelle lithosphère océanique entre les portions séparées du continent. Leur évolution diffère de celle des marges continentales convergentes où a lieu la subduction de la lithosphère océanique et l'accrétion de la lithosphère sur le continent stable. Les marges passives peuvent être divisées en deux catégories : marges de divergence formées durant le mouvement divergent des plaques et marges transformantes ou de cisaillement créées par le mouvement coulissant entre des plaques qui se séparent, ou entre la croûte océanique nouvellement formée et le continent. Par conséquent, les segments divergents et les segments transformants d'une marge passive sont analogues aux segments transformants d'une dorsale médio-océanique.

Les marges passives manifestent deux phases d'évolution (figure 9-1) : une phase de formation d'un rift, avant la rupture finale du continent, et une phase de dérive ou postérieure au rifting, survenant après le début de l'expansion du fond marin à proximité du continent fragmenté. Ainsi, comme exemples contemporains de la phase de formation d'un rift, on peut mentionner des structures telles que le système du rift Est-Africain, ou la province de Basin and Range de l'ouest des États-Unis. La mer Rouge et le golfe de Californie sont des exemples de marges jeunes, qui en sont maintenant au stade initial de la phase postérieure au rifting. Ces marges et ces rifts continentaux relativement jeunes nous donnent d'importantes indications sur l'évolution initiale des marges passives plus anciennes, et c'est cette information que les modèles doivent reproduire.

Keen, C.E. et Beaumont C.
1990 Géodynamique des marges continentales de divergence; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 9, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n°2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

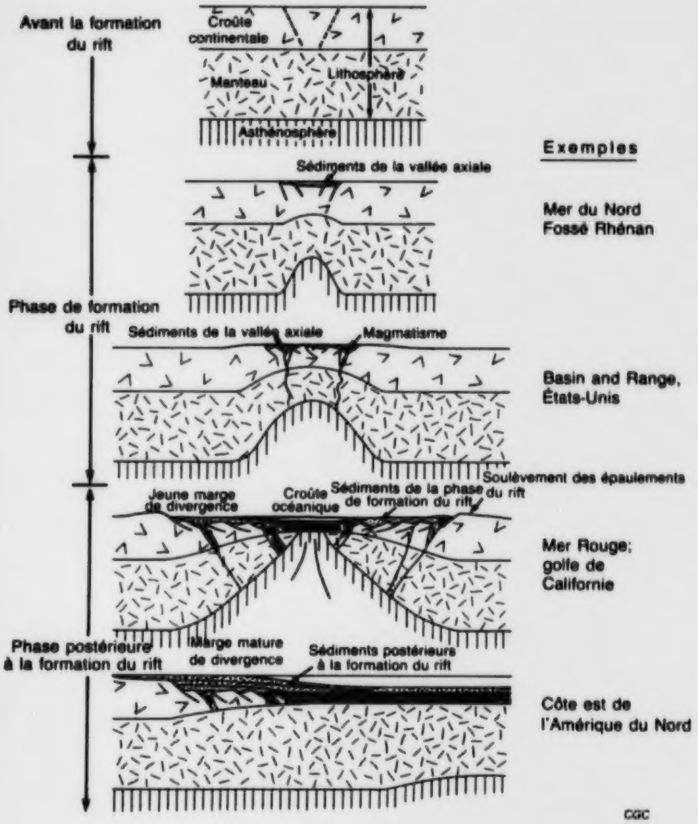


Figure 9-1. Illustration schématique de l'évolution d'une marge continentale de divergence. Des exemples des divers stades d'évolution sont présentés. Les zones en rouge représentent le volcanisme et la sédimentation survenus durant le stade de formation du rift.

Les marges passives sont tectoniquement actives durant la phase de formation d'un rift et il s'y manifeste des failles normales, des modifications d'altitude, des processus de sédimentation, des phénomènes de volcanisme, et un flux thermique élevé. La phase postérieure au rifting se caractérise par un refroidissement de la lithosphère, une subsidence thermique, et le développement de grands bassins sédimentaires. Ainsi, les marges passives peuvent être considérées comme une catégorie de bassins sédimentaires, qui ont de nombreux points communs avec les autres types de bassins (Bally et Snelson, 1980). En particulier, il existe un grand nombre de bassins sédimentaires cratoniques, comme ceux de la mer du Nord, dont le développement initial ressemble à celui des marges passives, mais dans lesquels la phase de rifting a été interrompue avant même la rupture de la lithosphère et la fragmentation complète du continent. Il existe dans les régions côtières et extracôtières de l'Est du Canada d'autres types de bassins, qui se sont formés dans un milieu principalement soumis à des forces de compression, durant l'évolution paléozoïque de l'orogène appalachien. Ces bassins comprennent le bassin d'avant-pays des Appalaches (dont une partie constitue le bassin d'Anticosti dans le golfe du Saint-Laurent), formé par suite du chevauchement survenu durant la fermeture de l'océan, et le bassin de la Madeleine qui est un bassin de distension probablement créé en partie par un coulissage développé le long d'un réseau de failles sigmoïdes (voir chapitre 2). Il n'y a pas dans le présent chapitre de description géodynamique de ces bassins. Toutefois, leur évolution a une importance, puisqu'elle montre quelques similarités et contrastes intéressants avec le développement des marges passives.

Il est aussi possible d'étudier le développement des marges de divergence dans l'Est du Canada en fonction du cycle de Wilson, au cours duquel les océans se forment par rifting, s'élargissent par expansion du fond marin, puis finissent par se fermer à la suite des phénomènes de subduction, de l'apparition de marges actives, de l'accrétion et de la collision continentales (voir les chapitres 1 et 2). Le Paléozoïque a été une période de fermeture des océans et d'accrétion, durant laquelle les bassins d'avant-pays ont été surimposés aux anciennes marges passives, dont des vestiges subsistent dans l'orogène appalachien. Ces anciens événements ont préparé la création des marges de divergence actuelles; un grand nombre des structures du socle existant au large et des linéaments fondamentaux présentent un lien avec la tectonique du Paléozoïque. Ainsi, la chronologie et la géométrie de la formation des marges extracôtières sont directement liées à l'évolution de la tectonique des plaques dans la région (voir le chapitre 2). Toutefois, même si la tectonique des plaques nous offre un cadre de référence utile pour la description des marges de divergence, elle ne nous renseigne pas sur la nature des processus profonds qui régissent leur évolution.

Rôle et nature des modèles géodynamiques

La structure crustale et l'évolution géologique de la subsurface des bassins sédimentaires occupant les marges de divergence reflètent les processus fondamentaux agissant à l'intérieur et au-dessous de la lithosphère. Ces processus ont entraîné la formation des bassins et déterminé leur évolution ultérieure. La géodynamique a pour rôle d'assurer le lien entre les données fournies par l'observation et ces processus causatifs, et de montrer comment ces derniers permettent d'expliquer l'évolution du bassin telle qu'observée.

La modélisation quantitative fait partie intégrante de la plupart des études géodynamiques. La modélisation devient la mise à l'épreuve de l'hypothèse selon laquelle certains processus seraient responsables du comportement géologique observé. On prévoit alors les conséquences de cette hypothèse en résolvant les équations physiques appropriées. On met ensuite à l'épreuve ces prévisions en les comparant aux observations faites. S'il existe une bonne concordance entre prévisions et observations, l'hypothèse initiale est peut-être correcte. Si l'inverse est manifeste, l'hypothèse n'est pas valide. Ceci est le principe de la modélisation géodynamique. Il est important d'identifier les processus géodynamiques hypothétiques non testés en comparant les prévisions du modèle quantitatif aux observations. Sans ces rigoureuses vérifications, les processus proposés restent très spéculatifs, et il n'existe aucune base rationnelle pour les distinguer les uns des autres. En outre, sans études de modèles quantitatifs, il n'est pas possible de tester la sensibilité des modèles aux variations des processus géologiques et physiques, et les valeurs des paramètres utilisés.

On peut aussi tirer un bénéfice pratique des prévisions fournies par les modèles quantitatifs. Ceci est d'autant plus vrai lorsqu'il s'agit d'évaluer la formation du pétrole dans les sédiments de ces bassins marginaux de divergence. Étant donné que les prévisions fournies par le modèle comprennent l'historique de l'évolution thermique et de la subsidence des sédiments, on peut estimer l'état de maturation organique de strates d'âges différents. Ceci peut constituer un outil très précieux pour les prospecteurs de gisements de pétrole, là où ils disposent de très peu d'autres indices. On en trouve un exemple dans les talus continentaux de l'Est du Canada.

Rôle et nature de la lithosphère

Pour définir les processus lithosphériques, on doit pouvoir décrire les propriétés fondamentales de la lithosphère elle-même. Deux aspects du comportement de la lithosphère sont particulièrement importants du point de vue des études dynamiques - son comportement thermique et son comportement mécanique.

La notion d'une lithosphère constituant une couche thermique limite est fondamentale pour l'étude thermique de la modélisation géodynamique. La couche thermique limite correspond approximativement à une plaque, telle que définie par la tectonique des plaques, qui se déplace au-dessus de l'asthénosphère sous-jacente. La lithosphère comprend la croûte terrestre et le manteau supérieur, et les échanges de chaleur se font principalement par conduction à travers la surface terrestre. Dans les conditions d'équilibre thermique, on définit son épaisseur par deux isothermes; la température qui règne à la surface terrestre et à la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère (Sclater et al., 1980). Si l'équilibre thermique est perturbé, le flux thermique proche de la surface terrestre se modifie, et la hauteur de la lithosphère peut aussi varier, à cause des variations de densité induites par la contraction ou la dilatation thermiques. À mesure que l'anomalie thermique se réduit par diffusion de chaleur, la lithosphère revient à son état d'équilibre pendant un intervalle de temps caractérisé par sa constante de temps thermique. Les principaux paramètres qui influent sur le comportement thermique de la lithosphère sont les suivants : son épaisseur à l'équilibre, sa conductivité thermique moyenne et la température qui règne à sa base. L'épaisseur de la lithosphère est assez bien définie dans les régions océaniques, mais les chercheurs sont fortement en désaccord quant à cette épaisseur dans les régions continentales.

Les sédiments déposés dans des bassins exercent une surcharge externe sur la lithosphère, laquelle répond à cette surcharge par une subsidence. Ainsi, la subsidence totale d'un bassin est la somme de deux éléments : la subsidence causée par des phénomènes thermiques et autres ayant leur siège à grande profondeur, appelée subsidence tectonique; et la subsidence due à la charge qu'exercent sur le bassin les sédiments et l'eau. Pour modéliser l'évolution des bassins, il est important de correctement décrire la réponse mécanique de la lithosphère à ces surcharges. C'est ainsi que l'on a introduit la notion de lithosphère mécanique ou rhéologique pouvant supporter des charges et transmettre des contraintes.

Les propriétés mécaniques de la lithosphère sont encore mal comprises. Elles sont probablement complexes, étant donné les grandes variations de température et de composition qu'elle présente. Par conséquent, différentes parties de la lithosphère répondent de diverses façons aux contraintes ou charges extérieures (Beaumont, 1979; Goetz et Evans, 1979; Courtney and Beaumont, 1983). La température est un facteur jouant un rôle important dans la détermination des propriétés rhéologiques de la lithosphère. Les parties froides et externes se comportent comme un corps élastique et cassant, tandis que les régions plus chaudes peuvent subir un écoulement visqueux. L'interaction de la réponse thermique et de la réponse mécanique exige que l'on emploie un modèle thermomécanique couplé pour décrire le comportement de la lithosphère. Le comportement mécanique est peut-être une fonction du temps, si la température se modifie à l'intérieur de la lithosphère. Ce détail est approfondi plus loin. Toutefois, il est important de savoir avec quelle précision peuvent être définies les propriétés de la lithosphère, lors de l'élaboration des modèles géodynamiques et de l'évaluation de la validité des résultats fournis par le modèle.

ÉVOLUTION DES MARGES — OBSERVATIONS RÉALISÉES SUR LA MARGE CONTINENTALE DE L'EST DU CANADA

Aperçu de la tectonique des plaques

Pendant le Phanérozoïque, dans les régions extracôtières de l'Est du Canada, l'évolution de la tectonique des plaques a été la suivante : durant le Précambrien tardif et le Paléozoïque précoce, il y a eu divergence des plaques suivie de la fermeture de l'océan, et des phénomènes de subduction et d'accrétion ont eu lieu pendant tout le reste du Paléozoïque. La tectonique convergente du Paléozoïque a permis la formation de l'orogène appalachien (Williams, 1979). Pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque, s'est de nouveau produite une divergence des plaques, qui s'est traduite par la formation des marges de divergence et des marges transformantes que l'on observe actuellement dans les régions extracôtières de l'Est du Canada. Les marges situées au nord des Appalaches et au large du Labrador et de l'île de Baffin étaient tectoniquement inactives durant le Paléozoïque et les marges actuelles se sont formées à l'intérieur du craton précambrien

Des vestiges de la marge passive du Paléozoïque précoce, qui existait à l'ouest de l'océan Iapetus, subsistent sur la bordure ouest de l'orogène. Cette marge s'est formée à l'intérieur de la croûte de la province précambrienne de Grenville. Le charriage et le transport vers l'ouest de matériaux de la croûte ont provoqué la destruction de cette marge durant la fermeture de l'océan, à l'Ordovicien moyen (Williams et Stevens, 1974). Ce phénomène a été accompagné et suivi de l'accrétion de plusieurs zones ou terranes distincts, maintenant situés à l'est de l'ancienne marge passive (Williams et Hatcher, 1983). L'accrétion des terranes a progressé en plusieurs phases jusqu'au Paléozoïque tardif, mais il est difficile de définir les relations de ces terranes avec l'Amérique du Nord dans le cadre de la tectonique des plaques.

La formation de bassins d'effondrement pendant le Trias a signalé le commencement d'une nouvelle phase d'ouverture de l'océan. La formation d'un rift a eu lieu au Trias sur la marge Néo-Écossaise actuelle et sur les Grands Bancs, par suite de l'amorce des mouvements de plaques entre l'Afrique et l'Amérique du Nord. C'est ainsi

que s'est formée une marge de divergence au large de la Nouvelle-Écosse, et une marge transformante au sud des Grands Bancs. La séparation finale de l'Afrique et de la Nouvelle-Écosse a eu lieu au début du Jurassique moyen, mais le mouvement coulissant s'est poursuivi jusqu'au Crétacé moyen (fig. 9-2; Haworth et Keen, 1979). Au Crétacé moyen, la séparation de la péninsule Ibérique et de l'Amérique du Nord a donné naissance à la marge est des Grands Bancs (Keen et al., 1977; Tucholke et Ludwig, 1982). Le rifting du Crétacé précoce, qui a accompagné cet événement, a également affecté des marges situées plus au nord, mais l'épisode de distension qui a mené au développement de ces marges ne s'est terminé qu'au Crétacé tardif. Les mouvements des plaques entre l'Amérique du Nord et l'Europe ont créé les marges du nord-est de Terre-Neuve, et le mouvement survenu entre le Groenland et l'Amérique du Nord a contribué à former les marges de la mer du Labrador et de la baie de Baffin (Srivastava, 1978). Ainsi, les marges contemporaines apparues au large de la côte Est du Canada montrent une gamme d'âges allant du Jurassique moyen au Crétacé tardif, et une grande diversité de caractéristiques géologiques et géomorphologiques résultant de la tectonique des plaques.

Marges contemporaines situées au large de la côte Est du Canada

Architecture et évolution des bassins sédimentaires

Les bassins sédimentaires, qui occupent actuellement les marges au large de la côte Est du Canada, constituent une chaîne de zones de dépôt maximal échelonnées en latitude le long des marges (voir les chapitres 2, 4, 5, 6 et 7). Entre les bassins se trouvent des plates-formes, régions dans lesquelles la couverture sédimentaire est relativement mince. Les limites entre les bassins et les plates-formes coïncident généralement avec les prolongements vers le continent des failles transformantes océaniques et aussi avec des linéaments continentaux plus anciens. La zone de failles de Dover et la zone de fracture de Charlie-Gibbs, qui marquent la bordure septentrionale du bassin Orphan, ainsi que le front de Grenville et la zone de fracture de Cartwright, sont de bon exemples de la nature de ces limites (fig. 9-2, 2-2).

Du côté des terres, le versant des bassins est habituellement marqué par une charnière, à partir de laquelle l'épaisseur des sédiments augmente rapidement en direction du large. Du côté continental de la charnière, une séquence sédimentaire mince forme généralement un biseau d'aggradation vers l'intérieur, comme on peut l'observer dans le bassin Néo-Écossais. Cependant, cette région intérieure est soulevée sur quelques-unes de ces marges. Par exemple, la charnière des marges du Labrador et de l'île de Baffin se trouve dans la plate-forme interne; la côte, abrupte et faillée, présente des soulèvements compris entre 500 et 800 m (voir le chapitre 7).

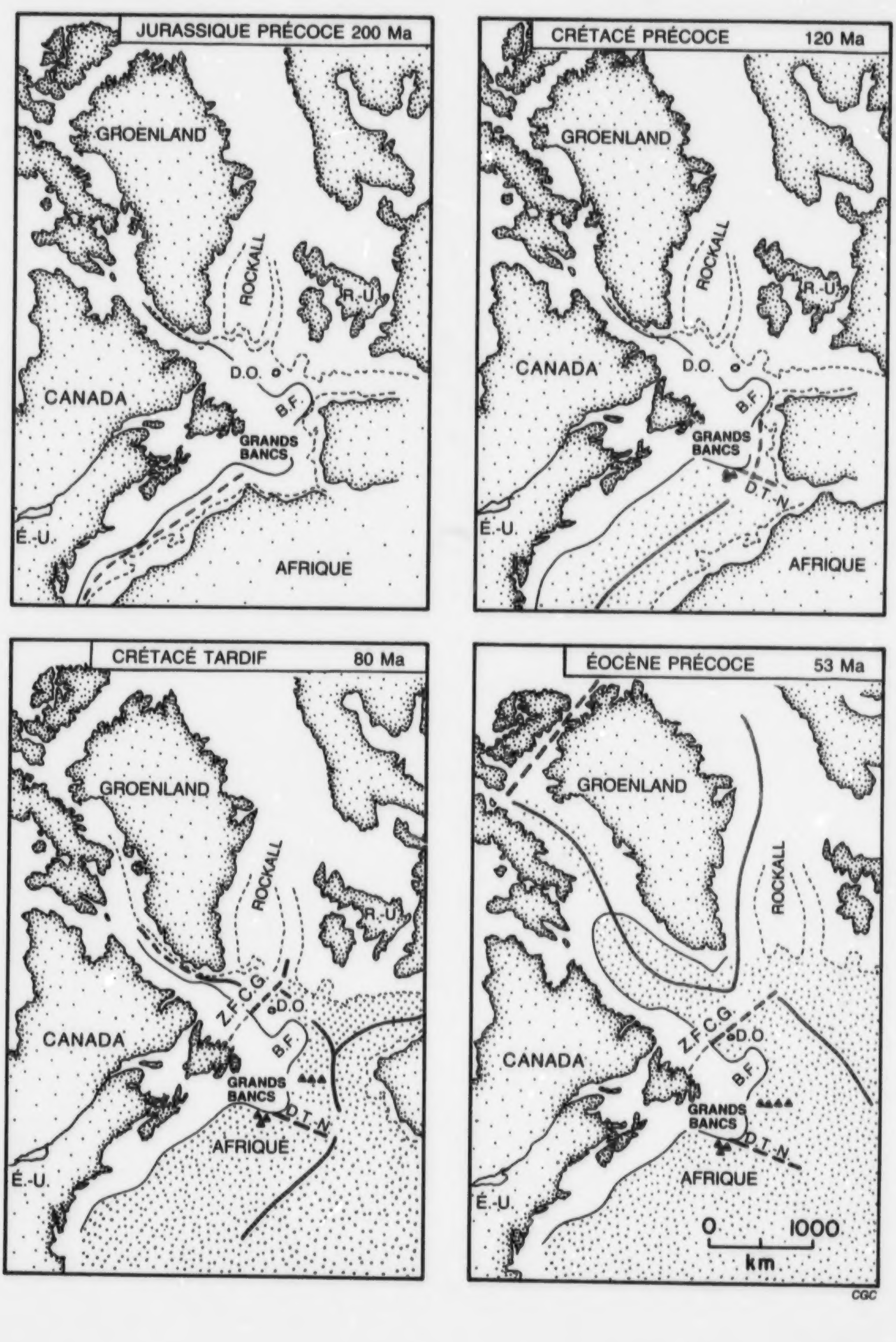
Au large, la limite des bassins n'est pas nettement définie; les unités qui les composent se fondent simplement avec les sédiments abyssaux des bassins océaniques (King et Young, 1977; Jansa et al., 1979). On doit toutefois noter des exceptions. Les plus remarquables sont les fragments continentaux du dôme Orphan et du bonnet Flamand (fig. 9-3), qui sont des hauteurs du socle continental situées entre les bassins et la croûte océanique. Des hauteurs du socle plus discrètes dans la partie externe (Scheupbach et Vail, 1980) peuvent aussi exister le long de segments des marges continentales de divergence, mais ne sont pas clairement définies par les données.

Le socle des bassins sédimentaires contient par endroits des failles normales. Elles sont particulièrement évidentes dans la subsurface de la marge du Labrador (McWhae, 1981), du bassin Orphan (Grant, 1975) et du bassin du Banc de Georges (fig. 2-3), au sud de la Nouvelle-Écosse (Klitgord et al., 1982). Ces failles sont disposées en échelon, et les compartiments affaissés font face à l'océan et sont maintenant recouverts de sédiments. Au contraire, les bassins sédimentaires des Grands Bancs sont des grabens allongés, limités par des failles, isolés les uns des autres, à l'exception d'une mince séquence de sédiments du Mésozoïque supérieur et du Cénozoïque qui les recouvre (Jansa et Wade, 1975). D'autre régions, dont les plates-formes, montrent peu d'indices de failles normales importantes. Il est toutefois possible que certaines failles soient trop profondément enfouies au-dessous des sédiments pour être décelées, et ceci est peut-être vrai pour une grande partie du bassin Néo-Écossais.

On ne connaît pas la géométrie des failles normales au-dessous de leurs contacts avec les sédiments sus-jacents. Ce sont peut-être des failles listriques qui se terminent le long de zones horizontales de décollement, et qui indiquent par conséquent un amincissement de la croûte supérieure (Montadert et al., 1979). Il reste cependant à démontrer qu'il en est ainsi.

Le volcanisme est un phénomène courant associé à l'évolution de la marge lors du stade de rifting. On observe des roches volcaniques du Jurassique précoce près des côtes de la Nouvelle-Écosse et de l'est de Terre-Neuve et parfois sous les sédiments des bassins extracôtiers (Haworth et Keen, 1979). On a prélevé des échantillons d'aplite granitique au nord-est de Terre-Neuve et, le long de la côte adjacente, on a décrit des dykes de lamprophyre et des intrusions mafiques (Strong et Harris, 1974). Toutes ces intrusions sont d'âge jurassique. Les basaltes se sont épanchés sur la marge du Labrador au cours d'éruptions subaériennes durant le rifting, au Crétacé précoce (Umpleby, 1979; voir le chapitre 7). Il semble que ce volcanisme ait été particulièrement intense au début de la phase d'apparition du rift. Ce volcanisme s'est peut-être poursuivi avec une intensité égale pendant les phases ultérieures, mais dans les régions qui sont maintenant recouvertes par d'épaisses séquences sédimentaires. Plus au nord, le volcanisme paléocène survenu dans la région du détroit de Davis a peut-être été le signe précurseur de l'expansion des fonds marins dans la baie de Baffin (Srivastava et al., 1981).

Figure 9-2. Croquis de quatre étapes d'ouverture de l'océan Atlantique. Les lignes rouges représentent des dorsales médio-océaniques actives, le pointillé rouge; les zones de croûte océanique, les triangles; des monts sous-marins, les traits rouges interrompus; des zones de fracture. L'âge de chaque stade est indiqué. Les abréviations utilisées sont D.O. = dôme Orphan; B.F. = bonnet Flamand; D.T.-N. = dorsale de Terre-Neuve; et Z.F.C.G. = zone de fracture de Charlie-Gibbs. La ligne rouge interrompue au nord-ouest du Groenland, dans le panneau droit inférieur, représente la zone de fracture du détroit de Nares.


JURASSIQUE PRÉCOCE 200 Ma
GROENLAND
ROCKALL
R.-U.
CANADA
D.O.
B.F.
GRANDS BANCS
É.-U.
AFRIQUE
CRÉTACÉ PRÉCOCE
120 Ma
GROENLAND
ROCKALL
R.-U.
CANADA
D.O.
B.F.
GRANDS BANCS
D.T.-N.
É.-U.
AFRIQUE
CRÉTACÉ TARDIF
80 Ma
GROENLAND
ROCKALL
R.-U.
Z.F.C.G.
D.O.
CANADA
B.F.
GRANDS BANCS
D.T.-N.
AFRIQUE
É.-U.
ÉOCÈNE PRÉCOCE
53 Ma
GROENLAND
ROCKALL
Z.F.C.G.
D.O.
CANADA
B.F.
GRANDS BANCS
D.T.-N.
AFRIQUE
É.-U.
0
1000
km
CGC

Un volcanisme postérieur au rifting s'est manifesté sur les Grands Bancs et dans le graben Orpheus sur la marge Néo-Écossaise (Gradstein et al., 1977; Jansa et Pe-Piper, 1985). Ce volcanisme date du Crétacé précoce à moyen et est contemporain du volcanisme de la phase du rift sur la marge du Labrador. Sur la croûte océanique, un volcanisme de grande étendue a touché toute la périphérie du sud-est des Grands Bancs (fig. 9-3). Ces structures volcaniques comprennent les monts sous-marins Fogo, la chaîne de monts de Terre-Neuve, la dorsale de Terre-Neuve et la dorsale de l'anomalie J (Keen et al., 1977; Sullivan et Keen, 1978; Tucholke et Ludwig, 1982).

Des sédiments formés pendant et après le rifting comblent les bassins profonds. Les sédiments contemporains

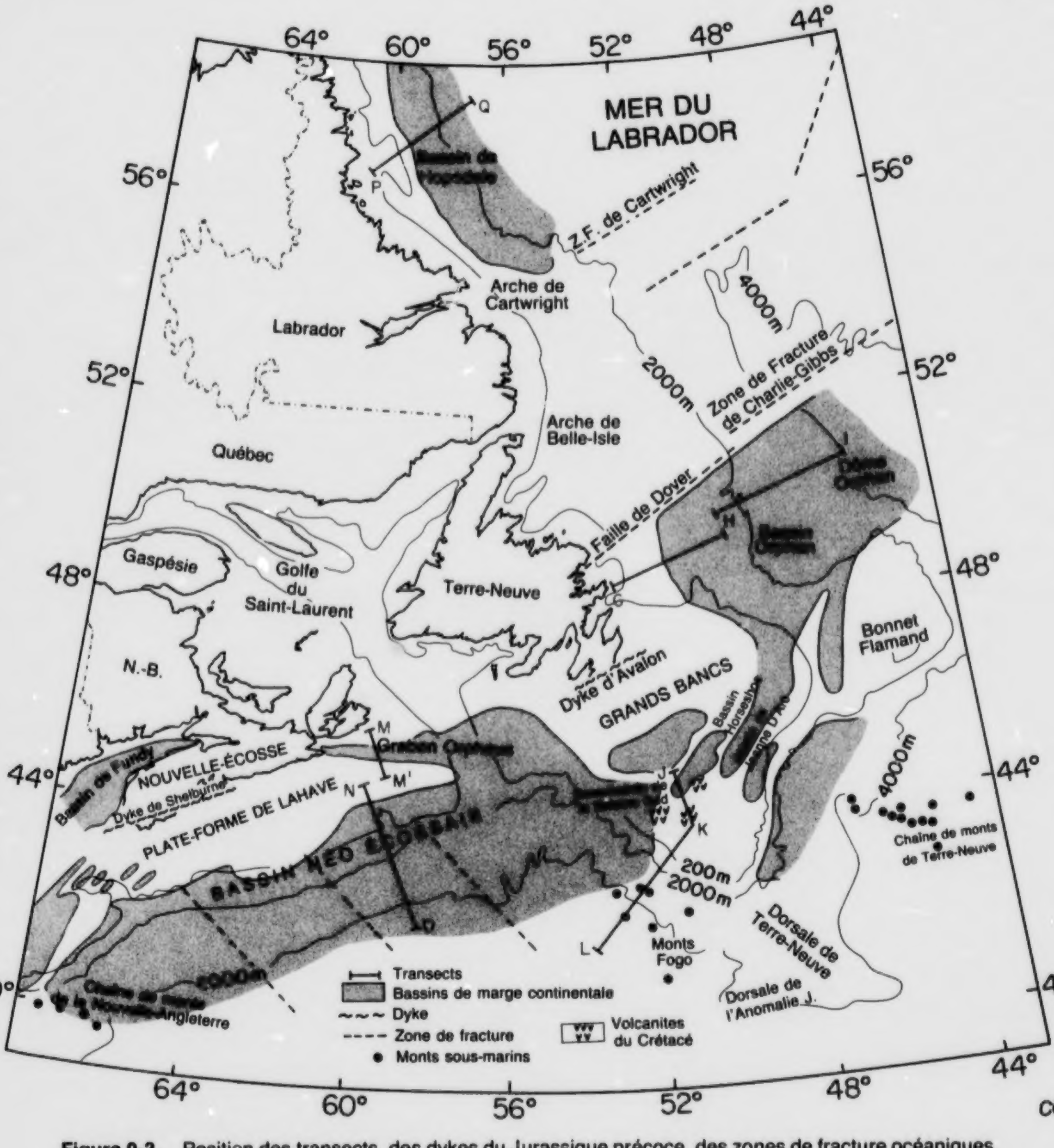


Figure 9-3. Position des transects, des dykes du Jurassique précoce, des zones de fracture océaniques près des marges et des volcanites crétacées. Les bassins d'effondrement sont figurés par un pointillé rouge. Les transects sont présentés à la figure 9-5.

du rift sont des dépôts non marins ou de milieux marins peu profonds. Par exemple, sur la marge Néo-Écossaise, les sédiments les plus anciens sont des couches rouges triasiques non marines qui remplissent généralement l'espace entre les blocs faillés. Ils sont recouverts de sédiments marins peu profonds datant du Trias tardif et du Jurassique précoce, dont des dépôts de sel de grande étendue (Formation d'Argo) et de carbonates (Jansa et Wade, 1975; Wade, 1981; Jansa et al., 1980). Au nord des Grands Bancs, la plupart des dépôts sédimentaires contemporains du rifting comprennent à la fois des sédiments clastiques non marins et marins peu profonds (Umpleby, 1979).

On peut estimer la durée de la phase de formation d'un rift d'après l'âge des roches volcaniques et des sédiments contemporains de ce rift. Le stade de rifting a été très lent au large du Labrador et du nord-est de Terre-Neuve, et a duré entre plus de 40 Ma et 60 Ma (voir les chapitres 6 et 7). Au large de la Nouvelle-Écosse, cette phase a duré entre 20 et 30 Ma environ. Les Grands Bancs représentent une anomalie en raison de la diversité des mouvements des plaques qui ont touché la région pendant une période de plus de 90 Ma approximativement.

La transition entre les sédiments déposés pendant et après la formation d'un rift est habituellement marquée par une variation du milieu de sédimentation, et parfois par une discordance régionale généralement appelée « discordance de rupture ». Sur la marge du Labrador, la marge nord-est de Terre-Neuve et les Grands Bancs, cette discordance est bien développée. On n'observe pas de discordance au large des côtes de la Nouvelle-Écosse (voir le chapitre 4), mais une modification du milieu de sédimentation indiquant une plus grande profondeur d'eau et un milieu marin plus ouvert au début de la phase postérieure au rifting. Ceci correspond au passage d'un dépôt de sel à une sédimentation carbonatée. Sur les marges situées au nord des Grands Bancs, la discordance de rupture date du Crétacé moyen à tardif et sépare les sédiments contemporains du rifting, non marins et marins peu profonds, des sédiments plus récents déposés en eau profonde.

Il n'est pas évident que ces discordances de rupture puissent toujours être associées à un soulèvement tectonique et à l'érosion, vers la fin de la phase du rift. Des variations eustatiques du niveau marin pourraient également expliquer leur existence. Cependant, considérées dans une perspective planétaire, la distribution aléatoire des âges et la fréquence de ces événements sur les marges passives nous suggèrent qu'elles ne peuvent être toutes attribuées uniquement à des effets eustatiques; il est certain qu'au moins quelques-unes de ces discordances ont une origine tectonique régionale (Falvey et Middleton, 1981).

Les sédiments associés à la phase postérieure au rifting se sont généralement déposés dans un milieu marin. Sur la marge Néo-Écossaise, les premiers sédiments postérieurs au rifting sont principalement carbonatés. Ces derniers ont formé des bancs et constructions carbonatées dont la croissance a été régie par l'équilibre entre l'apport de carbonates, la subsidence de la marge et les variations du niveau marin (Jansa, 1981). Ces roches carbonatées du Jurassique et du Crétacé inférieur marquent la position du paléoaccore. Durant le Jurassique tardif et le Crétacé précoce, les bancs carbonatés ont été ensevelis sous une accumulation croissante de sédiments clastiques, lesquels ont dominé l'évolution sédimentaire ultérieure de la marge Néo-Écossaise. À la fois sur cette marge et sur les Grands Bancs, le diapirisme salifère a par endroits déformé ces sédiments postérieurs au rifting. Le diapirisme a été particulièrement intense à l'intérieur de la province diapirique du talus, au pied du talus Néo-Écossais (fig. 2-3). Au nord des Grands Bancs, les sédiments postérieurs au rifting sont principalement clastiques (Umpleby, 1979).

Dans cette brève étude de la sédimentation survenue pendant et après la formation du rift, on a largement ignoré le segment de la marge faisant partie des Grands Bancs en raison de la complexité de cette région, qui s'explique en partie par les épisodes multiples de la tectonique des plaques. On décrit en détail au chapitre 6 du présent ouvrage l'histoire sédimentaire de cette région.

L'évolution de la subsidence des marges après la phase du rift, au large des côtes du Labrador et de la Nouvelle-Écosse, indique une diminution générale de la vitesse de subsidence depuis la fin du rifting. La subsidence totale a augmenté approximativement de façon linéaire en fonction de $\sqrt{\text{temps}}$ pendant les 60 premiers Ma environ après la phase de rupture et sa vitesse a diminué de façon exponentielle par la suite (fig. 9-4; Keen, 1979; Royden et Keen, 1980). Les données sont légèrement « brouillées », en particulier celles qui s'appliquent à la marge du Labrador. Ceci vient peut-être de la variabilité des profondeurs d'eau à cette époque, déduite des données fauniques (Gradstein et Williams, 1976, 1981) et d'autres facteurs modificateurs dont il est question plus loin dans le présent chapitre. La subsidence des marges qui se produit au moment du rifting est mal connue, excepté sur la plate-forme du Labrador où, grâce au forage de puits profonds, on a pu échantillonner toute la séquence sédimentaire jusqu'au socle. La figure 9-4 illustre l'évolution de la subsidence, à la fois pendant et après la phase de rifting. La subsidence contemporaine de la phase du rift a été particulièrement rapide au début du rifting. On a noté un comportement similaire dans le cas des marges australiennes (Falvey et Middleton, 1981).

Caractéristiques géophysiques des marges de divergence

On a réalisé des mesures de la croûte par les méthodes de sismique-réfraction le long d'un certain nombre de transects recoupant les marges, de la croûte continentale à la croûte océanique (Keen et Keen, 1974; Jackson et al., 1975; Keen et al., 1975; Keen et Hyndman, 1979; Keen et Barrett, 1981; Haworth et al., 1985; voir le chapitre 2). La figure 9-5 présente des interprétations de la structure crustale selon des coupes transversales aux marges. Plusieurs détails de ces coupes nécessitent des commentaires :

1) La croûte continentale cristalline s'amincit, lorsqu'on traverse les marges de divergence, de deux à quatre fois sur des distances horizontales de 100 à 400 km. Ce détail est le plus fréquent et le plus remarquable de la structure de la croûte à l'emplacement de nombreuses marges de divergence. Il semble que l'amincissement soit particulièrement intense au-dessous des régions de plus forte subsidence. Par conséquent, on rencontre normalement la croûte continentale la plus mince près de la limite entre l'océan et le continent, mais l'on constate des exceptions dans des régions telles que le bassin Orphan (fig. 9-5).

2) Il semble que le niveau le plus profond de la croûte au-dessous des marges de divergence se compose d'une couche caractérisée par une vitesse élevée de propagation des ondes sismiques P comprise entre 7,2 et 7,4 km/s. Cette couche a environ 5 à 10 km d'épaisseur et se situe directement au-dessus de la limite entre la croûte et le manteau. Au large de la côte Est du Canada, on a observé cette couche au-dessous des marges de divergence du Labrador, du nord-est de Terre-Neuve et de la Nouvelle-Écosse. On l'a aussi observée sur d'autres marges de divergence situées au large de la côte Est des États-Unis (LASE Study Group, 1986), au large des côtes australiennes (Falvey and Middleton, 1981), et au large des côtes du nord-ouest de l'Afrique (Goldflam et al., 1980). Ce niveau crustal plus profond se situe peut-être au-dessous de la limite entre l'océan et le continent, comme le suggère l'examen du transect de la marge Néo-Écossaise (fig. 9-5), mais dans certaines régions (par exemple au nord-est de Terre-Neuve), l'étendue latérale de cette couche au-dessous du continent est difficile à déterminer.

3) On connaît encore mal la nature et la largeur de la région de transition entre l'océan et le continent. Cette ambiguïté est en partie due à l'absence d'une définition claire de ce terme. Certains ont suggéré que la transition incluait toute la région dont la subsurface se compose d'une croûte continentale amincie, parfois appelée croûte du « stade de rifting », qui s'étend de la charnière jusqu'à la région où l'on peut définir la croûte océanique (par exemple Hutchinson et al., 1983). D'autres, y compris les auteurs, préfèrent restreindre la définition à une région généralement plus étroite, où les propriétés de la croûte suggèrent que celle-ci non seulement s'est amincie, mais encore a été traversée par de nombreuses intrusions et a peut-être été modifiée par le métamorphisme durant la phase de rifting.

Le problème fondamental qui se pose pour définir la zone de transition est que les vitesses sismiques et les autres signatures géophysiques ne fournissent pas une interprétation unique. Des données sismiques de résolution élevée, obtenues à grande profondeur, et permettant de différencier les failles normales du socle continental des figures de diffraction caractéristiques produites par le réflecteur que constitue le socle océanique, seraient un complément très utile aux techniques actuelles.

Il est nécessaire d'étudier plus en détail quelques-unes des conséquences de l'amincissement de la croûte et de l'existence de la couche crustale inférieure de vitesse sismique élevée. Tout d'abord, il nous paraît improbable que l'amincissement soit principalement causé par l'érosion subaérienne, puisque plus de 15 km de la croûte ont disparu. Il semble qu'il y ait eu un certain degré d'érosion durant la phase de rifting, mais des lambeaux de sédiments plus anciens et d'autres roches crustales proches de la surface, formés avant le rift, ont été échantillonnés au-dessus des régions caractérisées par un amincissement. Il est donc improbable que l'érosion puisse expliquer les résultats de ces observations; la croûte se serait donc amincie à sa surface inférieure, ou aurait été amincie par étirement.

La couche crustale inférieure, de vitesse sismique élevée, peut être interprétée de diverses façons. Dans de nombreux cas, elle peut aussi exister au-dessous du

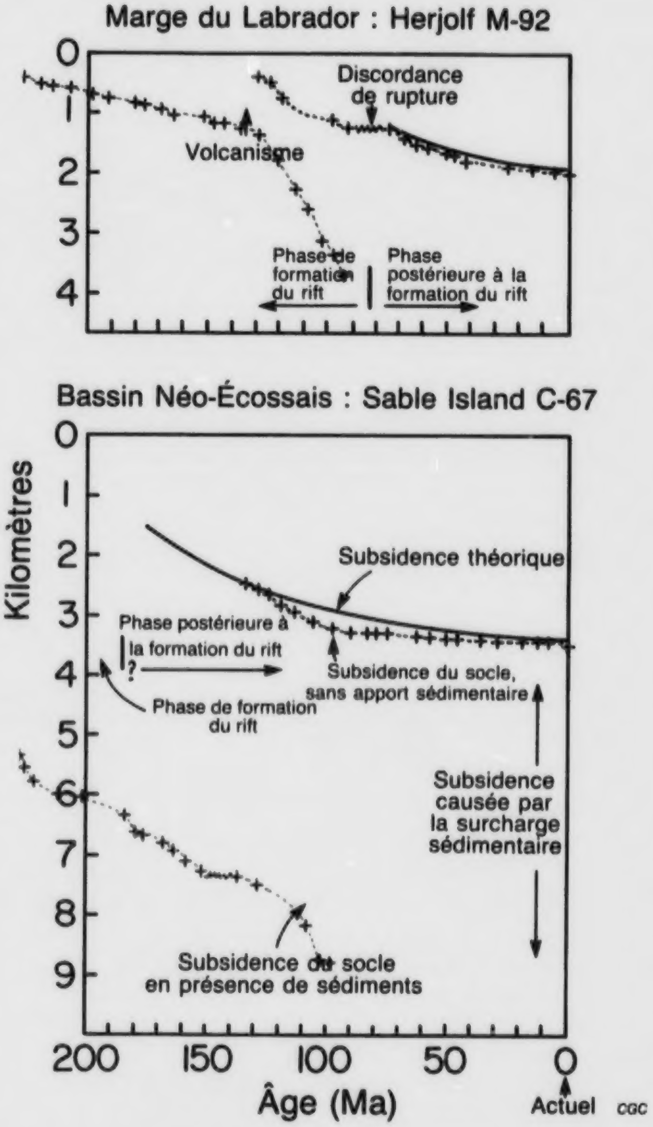


Figure 9-4. Courbes de subsidence au puits Herjolf M-92 sur la marge du Labrador et au puits Sable Island C-67 dans le bassin Néo-Écossais. Les croix correspondent aux observations basées sur le contrôle biostratigraphique. Deux courbes sont présentées pour chaque puits. La première (en rouge) correspond à la subsidence du socle, incluant la subsidence causée par la surcharge sédimentaire, et la seconde (en noir) représente la subsidence du socle, une fois éliminés les effets de la surcharge sédimentaire. Dans le second cas, est montrée à des fins de comparaison une courbe calculée de subsidence (trait continu); pour le calcul de cette courbe, on a supposé que la subsidence postérieure au rifting était due au refroidissement de la lithosphère, selon une constante de temps thermique de 62 Ma. Dans le cas du puits Herjolf M-92, la discordance de rupture et l'époque du volcanisme sont localisées.

continent adjacent, donc ne peut être directement liée au processus de formation des marges. Dans d'autre régions, comme au large de la Nouvelle-Écosse, elle n'existe pas au-dessous du continent. Dans ces régions, la couche en question représenterait soit un changement de phase métamorphique, avec passage du faciès des schistes verts à celui des amphibolites (Falvey, 1974), soit une croûte continentale à la base de laquelle se serait mis en place un magma basaltique, ou aurait été recoupée par ce dernier, pendant le rifting (Keen et al., 1975; van der Linden, 1975; Sheridan et al., 1979; Haworth et al., 1985).

Transversalement aux marges, les anomalies gravimétriques à l'air libre présentent une signature caractéristique, définie par une anomalie positive sur la portion externe de la plate-forme continentale et une anomalie négative à proximité du pied du talus continental (fig. 9-5, 9-6). Il existe une corrélation entre les marges qui présentent les anomalies gravimétriques positives les plus élevées, et celles qui bordent les bassins sédimentaires les plus profonds. Les régions des plates-formes présentent des anomalies gravimétriques relativement faibles. On doit expliquer les anomalies gravimétriques en fonction des distributions de densité transversalement à la marge, et du degré auquel ces variations de densité dépendent de phénomènes isostatiques régionaux et non locaux.

Dans ce cas, le champ gravimétrique imite à un certain point la dissection latérale des marges en bassins et plates-formes. On observe souvent à la limite entre plates-formes et bassins une perturbation dans la direction et l'amplitude de la configuration des anomalies (voir le chapitre 2). C'est ce qu'illustre clairement le champ gravimétrique près de la zone de failles de Dover et son prolongement dans la zone de fracture de Charlie-Gibbs, et à la limite entre la plate-forme de LaHave et le bassin Néo-Écossais (fig. 9-6). Ces perturbations correspondent peut-être à des variations fondamentales à grande profondeur, mais n'ont jusqu'à présent pas été étudiées quantitativement.

En général, la configuration des anomalies magnétiques est plus difficile à interpréter. Il existe plusieurs détails remarquables qu'il convient de mentionner ici. L'anomalie magnétique de la côte Est (AMCE) est une anomalie magnétique positive bien définie, de direction sub-parallèle à la marge Néo-Écossaise et située à une certaine distance de la marge des États-Unis, au sud (Klitgord et Berhendt, 1979). Un grand nombre de chercheurs croient que cette anomalie marque la transition entre la croûte océanique et la croûte continentale (par exemple Emery et al., 1970; Keen et al., 1975). Une structure magnétique analogue a été observée au nord-est de Terre-Neuve (Fenwick et al., 1968), mais n'existe pas sur d'autres marges pour des raisons pour l'instant non élucidées.

Dans la direction générale de l'anomalie magnétique de la côte Est, on observe des décalages horizontaux qui coïncident avec ceux du champ gravimétrique. Ces décalages marquent peut-être l'emplacement de zones de fracture océaniques qui peuvent être suivies jusque sur la marge continentale et qui coïncident généralement avec les limites des bassins et plates-formes. Ainsi, il est utile de connaître les anomalies magnétiques et gravimétriques pour définir les limites et linéaments tectoniques sur les marges.

Au large de la marge du Labrador et de la marge Néo-Écossaise, existent des régions d'anomalies magnétiques fortement atténuées : ce sont les zones de calme magnétique. Quelques-unes, comme celle située au large de la Nouvelle-Écosse, s'expliquent par l'absence d'inversions magnétiques durant la période d'expansion océanique dans la région (Barrett et Keen, 1976). D'autres, comme celle située au large du Labrador, s'expliquent peut-être par la grande profondeur du socle magnétique, par la surimpression du volcanisme ultérieur aux anomalies magnétiques, ou par des taux élevés de sédimentation qui ont causé l'intrusion plutôt que l'extrusion du magma basaltique. Quelle qu'en soit la cause, ces zones calmes dissimulent les traces des premiers stades de l'expansion océanique près des marges.

Le flux thermique actuel à travers les marges n'a été mesuré qu'au large de la Nouvelle-Écosse (Lewis et Hyndman, 1976; Hyndman et al., 1979; Reiter and Jessop, 1985). Le flux thermique de la plate-forme continentale a été mesuré à partir de diagraphies de la température du fond des sondages, effectuées dans des puits profonds. La précision de ces mesures n'est pas bien connue. Généralement, les mesures du flux thermique sont compatibles avec les valeurs obtenues sur le continent en Nouvelle-Écosse, soit environ 60 ± 14 mW/m^2, et paraissent assez uniformes à travers la marge jusqu'au glacis continental. Le flux thermique est comparable à celui que l'on rencontre dans d'autres régions continentales datant du Paléozoïque tardif (Sclater et al., 1980). On a observé des variations considérables, apparemment aléatoires, mais il est difficile de dire dans quelle mesure ces variations étaient dues à des erreurs de mesure. Parmi les autre sources de variation, peuvent figurer la migration des fluides et la présence de diapirs salifères (Lewis et Hyndman, 1976; Hyndman et al., 1979; Keen, 1983).

MODÈLES

Modèles théoriques du rifting

Les observations, brièvement passées en revue dans la section précédente, montrent que les caractéristiques générales des marges de divergence sont les suivantes : la présence d'une croûte amincie et cassante, de failles de distension à proximité de la surface et la manifestation d'une subsidence pendant et après la formation du rift. Par contre, les marges transformantes ne montrent qu'un très faible amincissement de la croûte continentale à proximité du bassin océanique (voir le chapitre 2). Compte tenu de ces caractéristiques, quels sont les modèles théoriques qui nous offrent une explication ? De nombreuses hypothèses fondamentalement différentes ont été proposées relativement aux processus agissant à grande profondeur dans la lithosphère. Elles sont résumées à la figure 9-7 et brièvement examinées ci-dessous.

Étirement résultant de contraintes s'exerçant à l'intérieur de la lithosphère

Pendant le stade de formation d'un rift (rifting), l'étirement de la lithosphère a pour effet l'amincissement de cette dernière et la remontée de l'asthénosphère chaude au-dessous de la région amincie (fig. 9-7A; McKenzie, 1978;

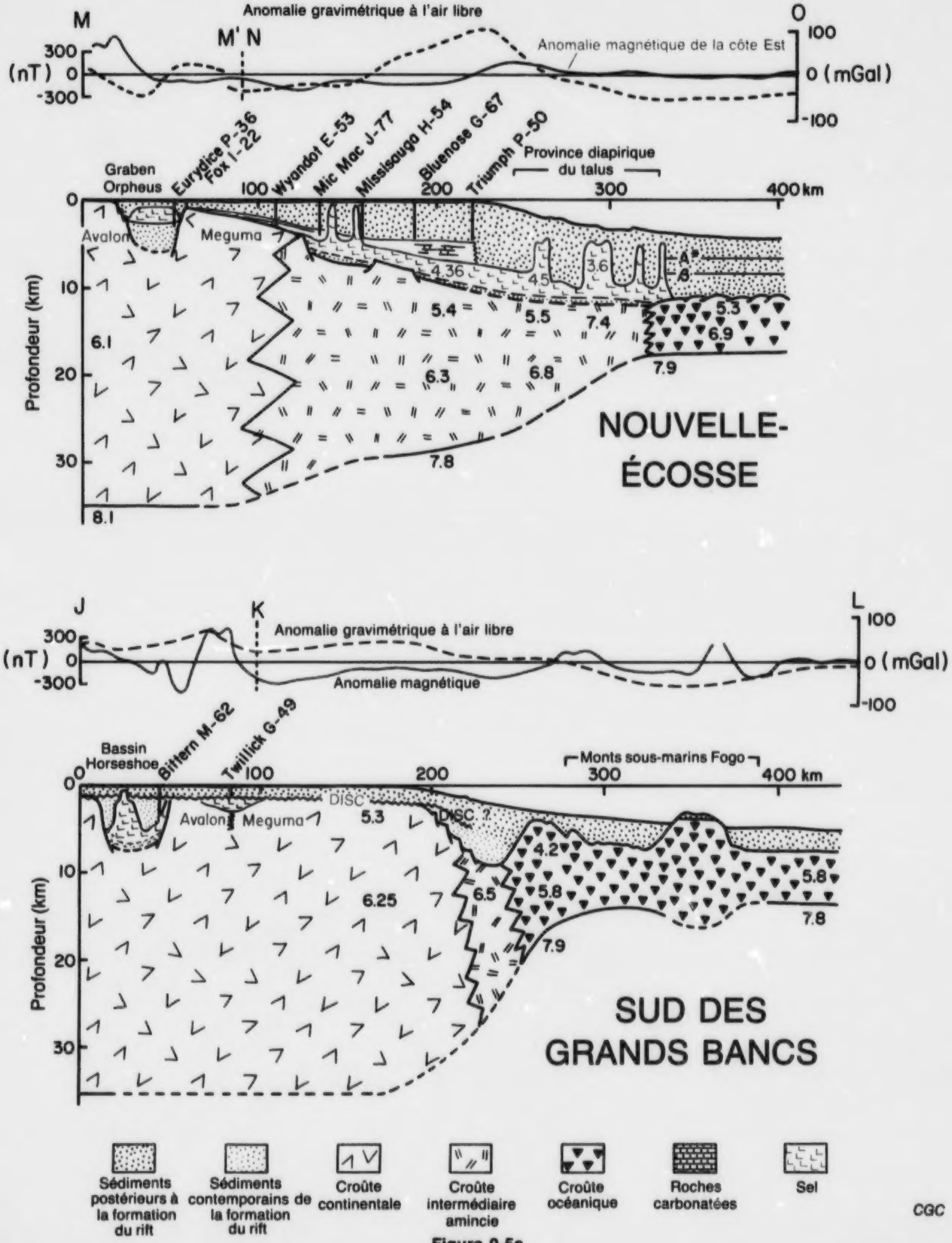

M
M' N
O
Anomalie gravimétrique à l'air libre
Anomalie magnétique de la côte Est
300
(nT) 0
-300
100
0 (mGal)
-100
Graben Orpheus
Eurydice P-36
Fox I-22
Wyandot E-53
Mic Mac J-77
Missisauga H-54
Bluenose G-67
Triumph P-50
Province diapirique du talus
0
100
200
300
400 km
Avalon
Meguma
4.36
4.5
3.6
A
B
5.4
5.5
7.4
5.3
6.9
6.1
6.3
6.8
7.9
7.8
8.1
Profondeur (km)
10
20
30
NOUVELLE-ÉCOSSE
J
K
L
Anomalie gravimétrique à l'air libre
Anomalie magnétique
Bassin Horseshoe
Bittern M-62
Twillick G-49
Monts sous-marins Fogo
DISC
DISC. ?
5.3
Avalon
Meguma
4.2
6.25
6.5
5.8
7.9
7.8
SUD DES GRANDS BANCS
Sédiments postérieurs à la formation du rift
Sédiments contemporains de la formation du rift
Croûte continentale
Croûte intermédiaire amincie
Croûte océanique
Roches carbonatées
Sel
CGC

Figure 9-5a

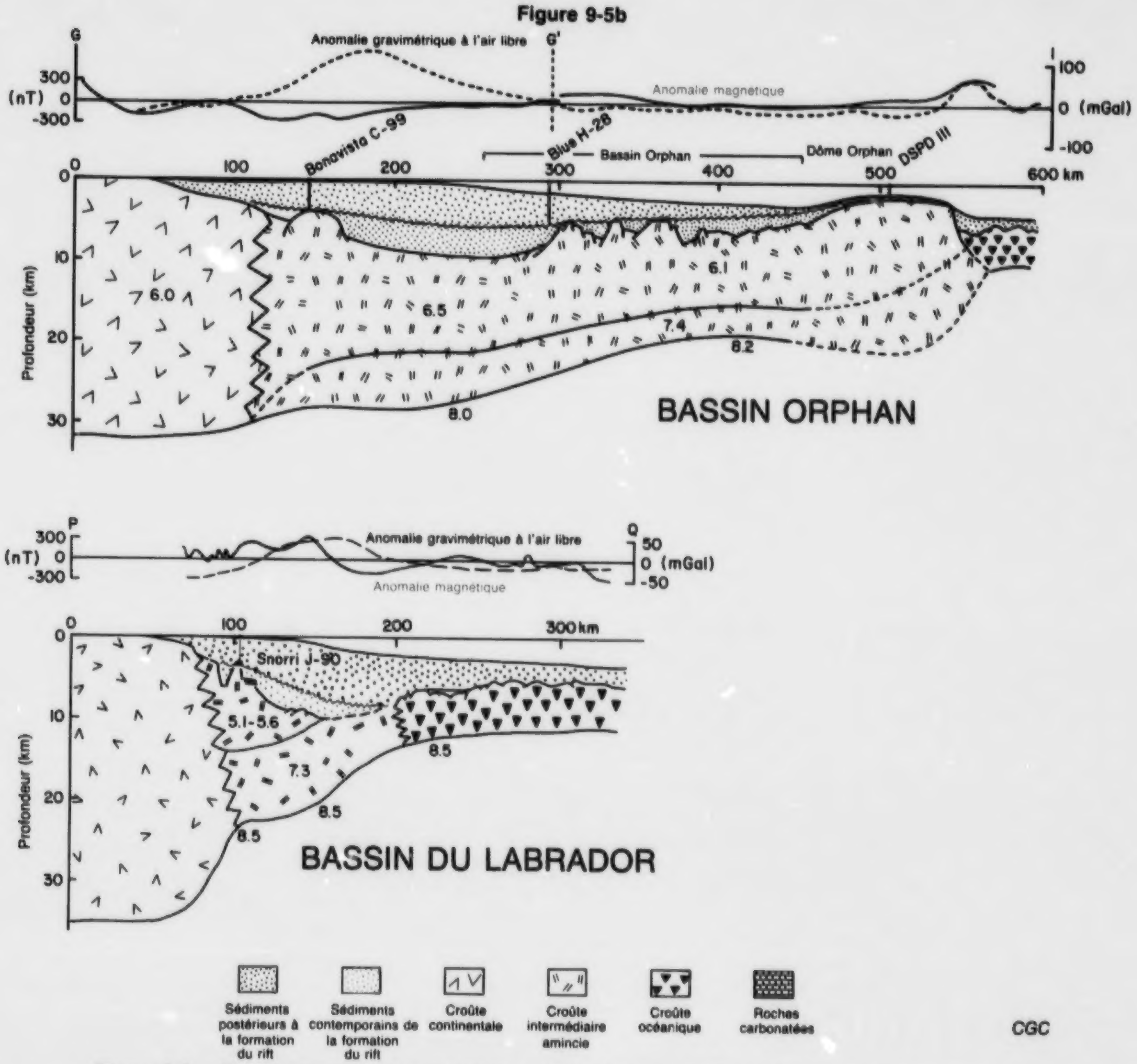


Figure 9-5. Quatre transects de la structure crustale des marges (fig. 9-3), avec anomalies gravimétriques et magnétiques correspondantes. Les chiffres apparaissant sur les transects sont les vitesses sismiques, exprimées en kilomètres/seconde. Les puits profonds proches des transects ont été projetés dans le plan de coupe et sont figurés par des lignes noires verticales; les noms des puits sont indiqués au-dessus. Les ondulations subhorizontales marquent les discordances de rupture présentes dans la séquence sédimentaire, par exemple, dans le transect JL; cette limite correspond à la discordance « U ». Les lignes interrompues indiquent une incertitude quant à la profondeur d'une limite.

Royden et Keen, 1980; Beaumont et al., 1982a; LePichon et al., 1982; Sawyer et al., 1982a, b; Steckler et Watts, 1982). Habituellement, pendant le rifting, a lieu une subsidence initiale qui accommode l'ajustement isostatique dû à la redistribution des masses. Cette subsidence ne se produit que si le rapport de l'épaisseur initiale de la croûte à l'épaisseur initiale de la lithosphère est supérieur à environ 0,15; dans le cas contraire a lieu un soulèvement. Le rift une fois formé, la subsidence se poursuit à mesure que la lithosphère se refroidit et revient à l'équilibre thermique. Dans le modèle d'étirement, on suppose généralement que la lithosphère est étirée d'un facteur ß, et il en résulte un amincissement de la lithosphère selon ce même facteur (fig. 9-8). Si l'on peut déterminer les valeurs de ß d'après les données que fournissent les observations, on pourra alors prévoir de façon quantitative, l'évolution thermique et l'évolution de la subsidence.

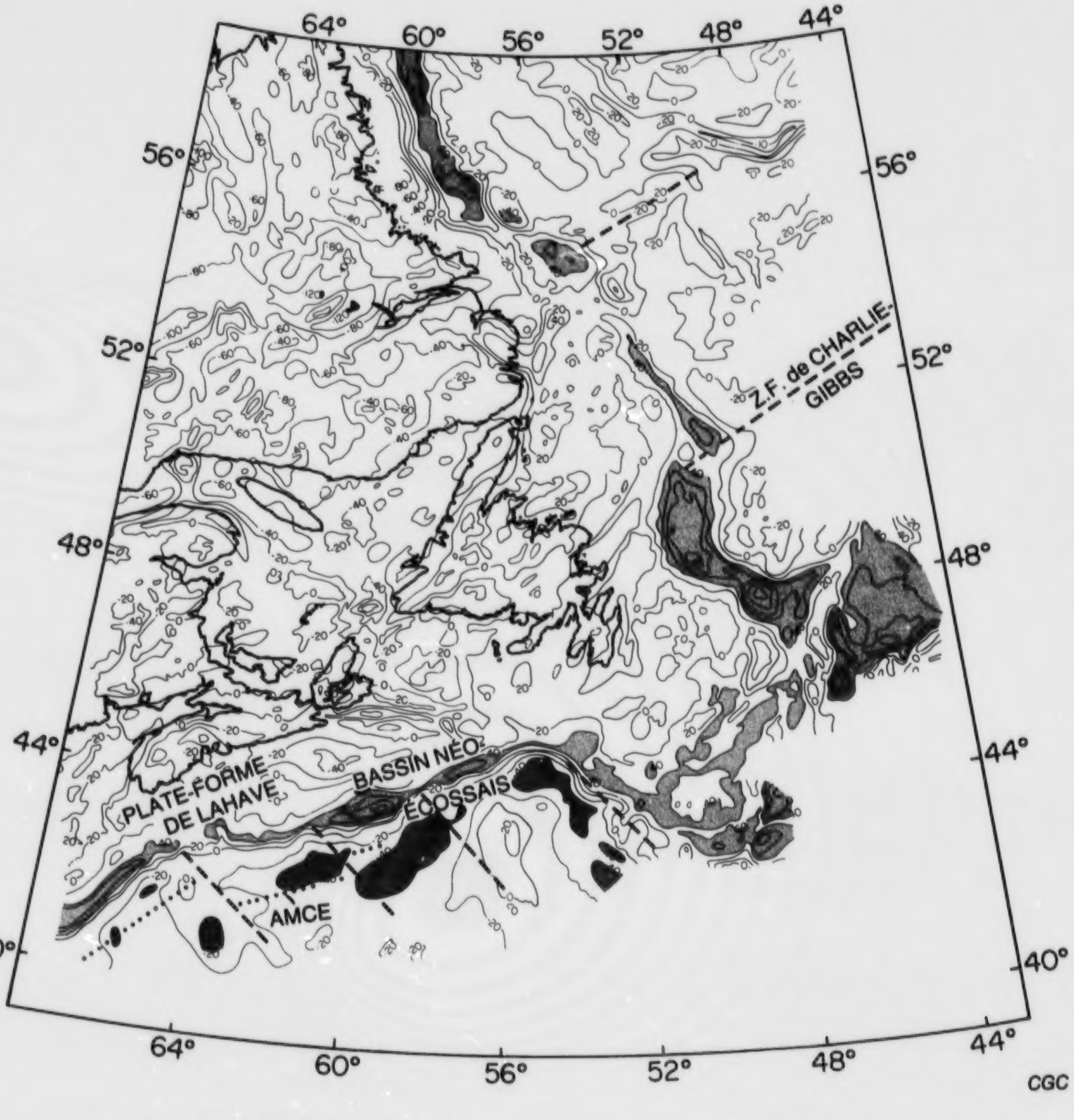


Figure 9-6. Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre, avec une équidistance de 20 mGal entre les isogrades (d'après la carte 1708A, en pochette). Les anomalies gravimétriques de bordure de plate-forme dont l'intensité dépasse 40 mGal apparaissent en rouge. Près du pied du talus, les anomalies gravimétriques négatives inférieures à - 40 mGal apparaissent en gris. Les zones de fracture déduites des données gravimétriques et magnétiques sont indiquées par un trait interrompu rouge. L'anomalie magnétique de la côte Est (AMCE) est figurée par des points rouges.

Amincissement par convection thermique et mécanique

Pour que la lithosphère se fracture par amincissement à sa face inférieure, ou qu'il y ait une phase active de rifting, il doit exister à la base de la lithosphère un panache convectif ascendant (Sengor et Burke, 1978; Spohn et Schubert, 1982). Le processus d'amincissement est alors soit le résultat d'un accroissement du flux thermique à la base de la lithosphère, qui déplace le solidus (fig. 9-7B), soit d'un amincissement mécanique, des matériaux présents à la base de la lithosphère étant retirés par l'écoulement. Le premier mécanisme a été décrit quantitativement par Spohn et Schubert (1982), le second par Keen (sous presse). Le processus d'amincissement peut donner lieu à un soulèvement de plusieurs kilomètres durant la phase de rifting, mais contrairement au processus d'étirement, il n'y a qu'une faible distension des roches du socle proches de la surface, même si des failles apparaissent. La base de la lithosphère doit remonter jusqu'à la limite entre la croûte et le manteau, avant que l'épaisseur de la croûte ne soit réduite par ce processus.

Changements de phases métamorphiques

On a proposé l'hypothèse selon laquelle le passage, par des changements de phases métamorphiques dans la croûte inférieure, à des types de roches plus denses est responsable de la subsidence observée sur la plupart des marges (Falvey, 1974; Artyushkov, 1981; Falvey et Middleton, 1981; Artyushkov et Sobolev, 1982; Neugebauer et Spohn, 1982). Selon Falvey (1974), il y a passage du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites (fig. 9-7, C1), avec accroissement associé de la densité d'environ 10 %, et accroissement de la vitesse sismique d'environ 6,5 à 7,3 km/s. Par contre, selon Artyushkov (1981), il y aurait passage des gabbros aux éclogites dans la croûte « basaltique » inférieure (fig. 9-7, C2), et les éclogites denses se détacheraient de la croûte supérieure et s'enfonceraient à travers la lithosphère subcrustale. Il resterait ainsi une croûte amincie, qui, par suite du remplacement de la croûte inférieure par le manteau plus dense, subsiderait.

Parmi ces mécanismes, c'est l'étirement de la lithosphère durant la phase de rifting qui a suscité le plus grand intérêt, et des modèles quantitatifs de la subsidence et de l'évolution thermique de plusieurs marges de divergence, basés sur cette hypothèse, ont été présentés (Royden et Keen, 1980; Royden et al., 1980; LePichon et Sibuet, 1981; Beaumont et al., 1982a; Sawyer et al., 1982a, b; Steckler et Watts, 1982). L'avantage de ce modèle est qu'il explique un certain nombre des importantes propriétés des marges de divergence. Les hypothèses autres que celles de l'étirement de la lithosphère, de l'amincissement de la lithosphère à sa face inférieure, et des changements de phases sont intéressantes à certains égards. Les auteurs insistent cependant sur le fait que les changements de phases impliquent l'existence d'un plus fort gradient géothermique dans la lithosphère, et doivent donc être combinées soit aux processus d'étirement soit aux processus de rifting actifs. La principale objection formulée à propos des deux mécanismes comportant des changements de phases est qu'ils impliquent une composition initiale assez uniforme de la croûte continentale inférieure. Il est difficile d'imaginer que cette hypothèse soit valide, étant donné la diversité des âges et de l'activité tectonique précédant la formation du rift et caractérisant les régions qui constituent maintenant les marges. De plus, il est assez difficile de connaître le temps nécessaire pour que ces changements de phases se déroulent de façon complète. Cet intervalle de temps est peut-être de l'ordre de 100 Ma dans le cas de la transformation du gabbro en éclogite (Neugebauer et Spohn, 1982); mais cette durée paraît trop longue pour expliquer les observations faites sur les marges de divergence.

Des processus de second ordre ont également lieu sur les marges passives. Ils sont peut-être importants, mais pour qu'ils puissent être considérés, soit les mécanismes d'étirement, soit le mécanisme convectif d'amincissement doivent jouer un rôle significatif. Ces détails feront l'objet d'une étude dans les sections qui suivent.

Écoulement ductile gravitaire dans la croûte inférieure

Il peut y avoir un écoulement ductile de la croûte continentale inférieure en direction de l'océan, pendant et après la rupture des continents (Bott, 1971, 1982; Bott et Dean, 1972). L'écoulement (fig. 9-7D) résulte de différences des pressions hydrostatiques agissant de part et d'autre de la transition entre la croûte océanique et la croûte continentale (Vetter et Meisner, 1979). Ce mécanisme contribue à l'amincissement de la croûte continentale au-dessous de la marge et provoque la subsidence, mais implique qu'il existe déjà une zone de rift ou une marge de divergence.

Fusion partielle

La fusion partielle et la ségrégation du magma basaltique peuvent survenir à l'intérieur de l'asthénosphère par suite de la diminution des pressions accompagnant son ascension (Beaumont et al., 1982a; Foucher et al., 1982). Ce magma peut migrer jusqu'au niveau crustal et se mettre en place sous forme d'intrusions dans la croûte continentale, demeurer à sa base, ou encore être retenu dans l'asthénosphère puis libéré au moment de la rupture continentale finale.

Érosion de la croûte supérieure

S'il y a soulèvement d'une marge pendant la formation d'un rift, il peut se produire une érosion substantielle de la croûte supérieure. De ce fait, la croûte s'amincit et finalement la marge subside puis est submergée par la mer (Sleep, 1971).

Les processus qui causent la formation d'un rift et la rupture du continent sont sans doute étroitement apparentés aux forces motrices de la tectonique des plaques. L'importance de l'étirement ou de la convection au-dessous de la lithosphère est équivalente à la contribution de deux classes possibles de forces motrices dans le contexte de la tectonique des plaques. Une classe concerne les contraintes générées dans les plaques elles-mêmes et agissant sur ces plaques, donc équivalentes à l'étirement survenant sur les marges continentales. L'autre, concerne les diverses formes de convection dans le manteau au-dessous de la lithosphère, et correspond directement au modèle de rifting actif. En fin de compte, les forces qui régissent la tectonique des plaques sont presque certainement d'origine convective, mais il est important de déterminer si les forces « intraplaques » ou les forces « infraplaques » dominent dans une zone de rift.

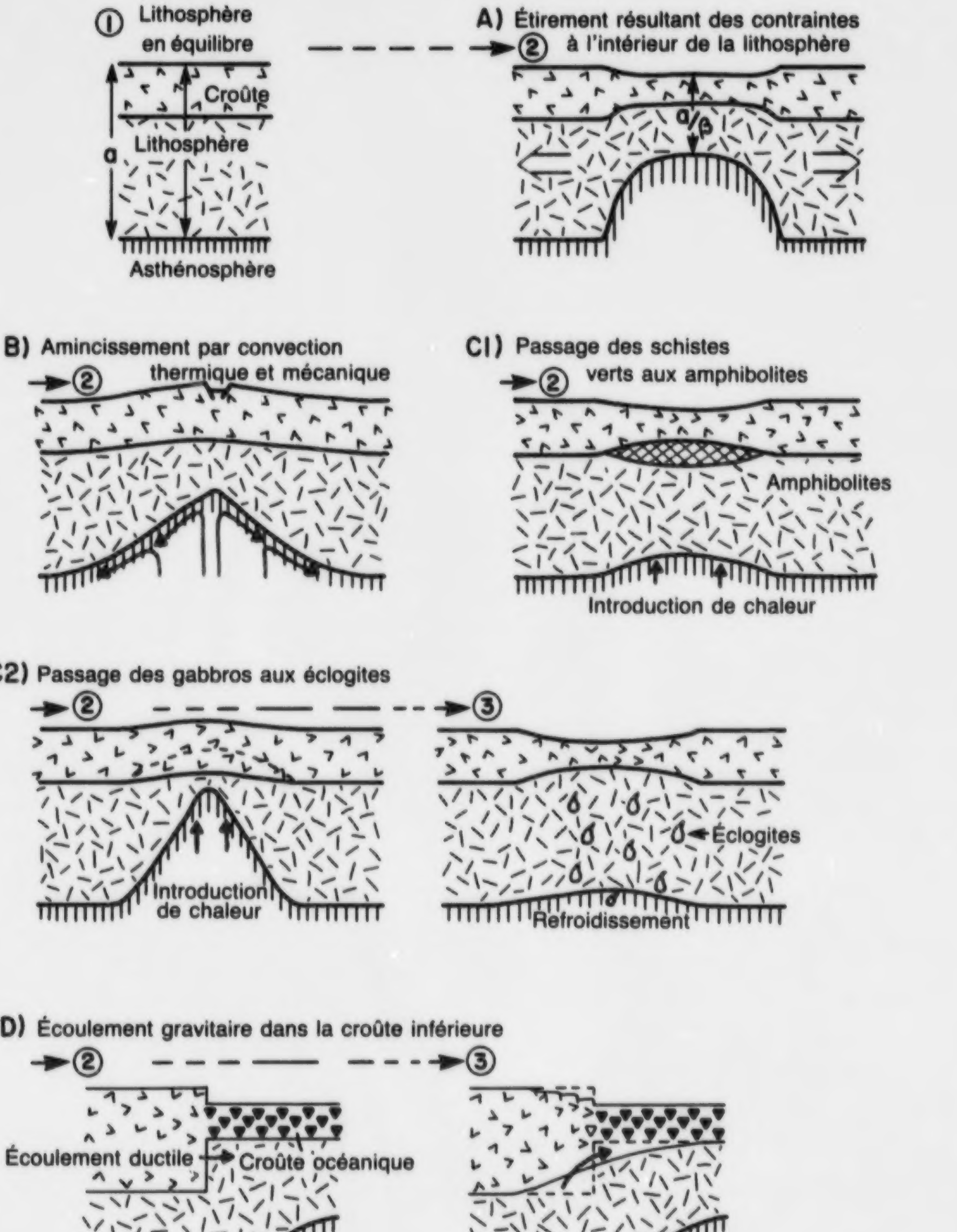


Figure 9-7. Différents modèles de rifting proposés. Les chiffres encerclés indiquent l'étape du processus : l'étape 1 correspond à l'état d'équilibre avant la formation du rift; l'étape 2 illustre le processus de rifting; l'étape 3 des modèles C2 et D montre les effets du processus à la fin du stade de rifting ou au début du stade postérieur. Les processus les plus importants sont accentués en rouge.

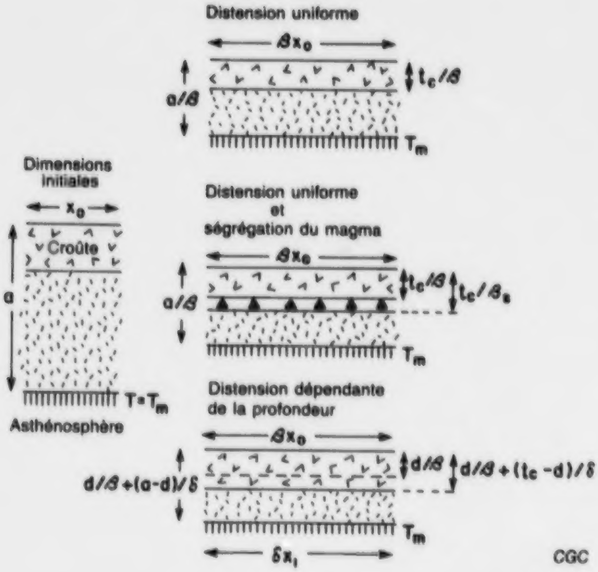


Figure 9-8. Modèle unidimensionnel de distension. La structure initale de la lithosphère est indiquée à gauche. Dans le modèle de distension uniforme, toute la lithosphère est affectée par le processus de distension et sa largeur passe de x_0 (largeur initiale) à $ßx_0$. Le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma comporte aussi une distension selon un facteur ß, mais la croûte est épaissie par l'addition de matériel basaltique (triangles pleins), procurant une épaisseur finale de $t_c/ß_s$. La distension dépendante de la profondeur implique des facteurs de distension différents dans les parties supérieure et inférieure de la lithosphère, dont la limite se situe à une profondeur d. À des profondeurs inférieures à d, la lithosphère subit une distension selon un facteur ß et à des profondeurs supérieures, le facteur de distension correspond à δ.

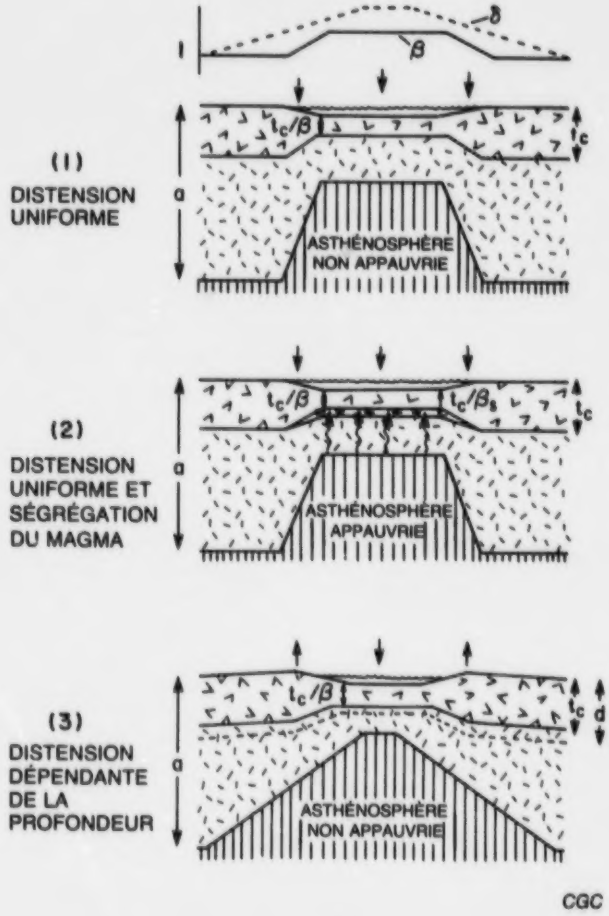


Figure 9-9. Modèles bidimensionnels de distension, qui montrent la variation de la distension d'un côté à l'autre de la zone de rift. La figure montre la subsidence initiale ou le soulèvement initial; le sens de mouvement vertical est indiqué par des flèches. Le processus de migration du magma et son addition à la croûte continentale sont indiqués par des flèches ondulées. L'épaisseur du magma ajouté à la croûte est représentée par des triangles pleins inversés. Les modèles sont étudiés plus en détail dans le texte.

Modèles d'étirement

Le modèle de distension uniforme

Les modèles cinématiques d'étirement sont les seuls pour lesquels existe un ensemble plus ou moins complet de calculs fondés sur un modèle, qui puissent être comparés aux observations. Ces modèles sont basés sur l'hypothèse selon laquelle les forces d'un « champ distant » sont responsables de l'étirement et de l'amincissement de la lithosphère, et ils cherchent à représenter les conséquences de cette distension, sans bien saisir les aspects physiques du processus. Ainsi, la réponse de la lithosphère aux forces de distension peut sans doute être représentée par un certain nombre de paramètres.

Le modèle cinématique le plus simple et le plus souvent appliqué est celui de la distension uniforme, tel qu'initialement décrit par McKenzie (1978). Dans ce modèle (fig. 9-8, 9-9), a lieu un étirement égal de la croûte et de la lithosphère sous-crustale selon un facteur ß qui peut varier latéralement à travers la région étirée. Si la masse de la lithosphère est conservée, toutes les épaisseurs doivent aussi diminuer selon un facteur ß. On suppose que l'asthénosphère, à température constante (T_m), monte passivement dans l'espace laissé libre au-dessous de la région amincie. Si ce processus est adiabatique, de sorte qu'aucune perte de chaleur ne survient durant l'étirement, le gradient géothermique régnant à l'intérieur de la lithosphère et le flux thermique de surface augmentent aussi selon ce facteur ß. On a donné à ce processus le nom de « modèle d'étirement instantané », puisqu'en principe, il n'y a pas de pertes thermiques. Dans un contexte géologique, ceci signifie que la formation du rift est rapide, comparativement au temps nécessaire à un refroidissement significatif.

Les variations de la hauteur de la surface survenant durant la phase d'étirement résultent de la réponse isostatique que provoque le remplacement de la lithosphère inférieure par l'asthénosphère et de la croûte par le manteau. Le remplacement de la croûte de faible densité par le manteau plus dense provoque la subsidence de la région amincie. Le remplacement de la lithosphère froide du

manteau par l'asthénosphère plus chaude et moins dense provoque un soulèvement. Ces deux effets sont par conséquent de signe opposé, et ensemble peuvent donner lieu à un soulèvement ou une subsidence, selon les valeurs paramétriques appliquées à des quantités telles que la densité de la croûte et du manteau, ou l'épaisseur initiale de la croûte et de la lithosphère. Au moment de l'étirement, le changement de hauteur de la surface est considéré comme la « subsidence initiale » (S_I), et généralement calculé en fonction d'un processus de compensation isostatique d'Airy, locale. Le tableau 9-6 contient la plupart des équations décrivant la subsidence et l'évolution thermique.

Une fois l'étirement terminé, la lithosphère se refroidit par conduction, jusqu'à ce qu'elle atteigne son état d'équilibre thermique. Il en résulte une contraction thermique et une subsidence postérieure à l'apparition du rift, appelée « subsidence thermique » (S_c). La subsidence augmente linéairement en fonction de $\sqrt{\text{temps}}$ durant la période correspondant à une constante de temps thermique après l'étirement puis, par la suite, manifeste une diminution exponentielle. Cette dépendance temporelle est typique de toute couche se refroidissant par diffusion. La constante de temps thermique est un paramètre utile pour estimer la durée des processus, qui sont fonction du temps, de la phase postérieure au rifting et elle peut être exprimée sous la forme $\tau = a^2/\pi^2k$, où a est l'épaisseur à l'équilibre de la lithosphère, et k sa diffusivité thermique. La « subsidence tectonique » S_T est la somme de S_I et S_c. Elle représente la subsidence totale due au processus de rifting.

On peut calculer le refroidissement postérieur au rifting, en résolvant l'équation de la diffusion thermique dans une couche caractérisée par des températures constantes à sa limite supérieure et à sa limite inférieure (fig. 9-8) et dont l'état initial est défini par la distribution des températures après l'étirement (McKenzie, 1978). On peut calculer la contraction thermique et donc la subsidence thermique d'après la température résultante, en fonction de la profondeur et du temps (voir le tableau 9-6).

Durant la phase de refroidissement postérieure au rifting, l'épaisseur de la lithosphère augmente à mesure que sa base - définie thermiquement - s'approfondit et tend vers l'état d'équilibre. La croûte, qui a aussi été amincie par étirement, demeure dans cet état parce que ses propriétés sont déterminées par sa composition et non par la température. Ce détail est important, puisqu'il nous permet d'estimer β à partir des variations actuelles de l'épaisseur crustale en travers des marges.

À la fois la subsidence initiale et la subsidence thermique, de même que la distribution de la température à l'intérieur de la lithosphère, dépendent des propriétés initiales de la lithosphère et de la valeur de β. Tous les calculs basés sur le modèle dépendent aussi de ces valeurs paramétriques. Toute subsidence prévue par le modèle est aussi amplifiée par la charge sédimentaire et la charge d'eau.

Si l'étirement est lent et s'étend sur une durée comparable à la constante de temps thermique de la lithosphère, la chaleur se perd alors par conduction durant la phase d'étirement et le modèle d'étirement « instantané » n'est pas applicable. Jarvis et McKenzie (1980) ont étudié la façon dont les prévisions fournies par le modèle sont modifiées lorsque des vitesses finies d'étirement sont spécifiées. L'effet obtenu est un accroissement de la subsidence initiale dû au refroidissement par conduction durant la phase d'étirement et une diminution correspondante de la subsidence thermique après la formation du rift, de sorte que la subsidence totale est la même. Le flux thermique de surface diminue également durant la phase de rifting, dans le cas d'un étirement lent, comparativement au résultat que laisse prévoir le modèle d'étirement instantané. Le modèle d'étirement instantané demeure une bonne approximation du modèle de distension à vitesse finie, à moins que la durée du rifting ne se rapproche de la constante de temps thermique, qui est d'environ 60 Ma pour une lithosphère typique de 125 km d'épaisseur.

Un autre modèle (Royden et al., 1980) se fonde plutôt sur la fracturation cassante de la lithosphère que sur son amincissement, et sur l'intrusion de magma dans les fractures à mesure que la lithosphère est étirée. Les prévisions fournies par ce modèle sont semblables à celles du modèle d'étirement uniforme, sauf que la croûte ne s'amincit pas. Ce n'est que pendant la formation du rift puis pendant les 10 premiers Ma ultérieurs environ, que les températures et le flux thermique régnant à proximité de la surface sont supérieurs à ceux du modèle correspondant d'étirement uniforme, parce que le magma se trouvant à la température de l'asthénosphère atteint la surface. Toutefois, l'apport supplémentaire de chaleur se perd rapidement à la suite du refroidissement par conduction.

On peut considérer ce modèle, dans lequel la lithosphère répond aux forces de distension par rupture cassante, et le modèle d'étirement, dans lequel la lithosphère répond à ces forces par un amincissement ductile, comme les membres extrêmes d'une gamme de modèles cinématiques possibles décrivant le comportement de la lithosphère lorsqu'elle est étirée.

Les auteurs n'emploient pas les modèles d'intrusion dans les études des marges de divergence, mais à la place, ils ont élaboré des variations du modèle d'étirement uniforme qui représentent mieux les détails particuliers du développement d'une marge. Toutefois, certains détails de ces modèles reflètent les notions fondamentales du modèle d'intrusion. Deux modèles différents, en plus du modèle d'étirement uniforme et instantané, ont été appliqués à l'étude des marges continentales. Ce sont le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma ainsi que le modèle de distension dépendante de la profondeur. Comme le modèle d'étirement uniforme, ils s'appuient tous deux sur l'hypothèse selon laquelle le rifting est la réponse de la lithosphère à des forces de distension d'un champ distant.

Le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma

Le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma (fig. 9-8, 9-10) ressemble au modèle de distension uniforme excepté qu'il tient compte des effets de la fusion partielle des matériaux de l'asthénosphère, de la ségrégation du magma basaltique ainsi produit et de sa migration jusqu'au niveau de la croûte. Le magma basaltique peut se mettre en place à la base de la croûte continentale amincie, en formant une couche crustale sous-jacente distincte, ou pénétrer sous forme d'intrusions dans la croûte inférieure. Dans l'un et l'autre cas, le modèle est plus réaliste que le modèle de distension uniforme, parce qu'il rend compte des observations montrant des vitesses sismiques élevées dans la croûte inférieure. Également, il décrit mieux la transition de la croûte continentale à la croûte océanique. Comme auparavant, la lithosphère est étirée selon un facteur β, mais en outre, une quantité de magma

basaltique proportionnelle au degré d'étirement migre jusqu'à la base de la croûte. La mise en place de ce magma à la base de la croûte donne à la croûte étirée une épaisseur totale de t_c/β_s, où $\beta_s = t_c/[t_{oc} + (t_c - t_{oc})/\beta]$ (fig. 9-10), comparativement à t_c/β dans le cas du modèle de distension uniforme. La relation entre le volume de magma et β est basée sur l'hypothèse physiquement raisonnable selon laquelle le degré de fusion partielle augmente à mesure que décroît la pression hydrostatique de l'asthénosphère. Ainsi est générée une plus grande quantité de magma, à mesure qu'augmente l'amincissement. C'est à la limite entre l'océan et le continent qu'est générée la plus grande quantité de magma, d'épaisseur égale à celle de la croûte océanique, t_{oc}. Également, au niveau de cette limite, $\beta \rightarrow \infty$, et il y a rupture complète de la lithosphère continentale. Ce modèle indique une transition graduelle entre le continent et l'océan, et nous donne une description réaliste des processus qui se déroulent probablement à cet endroit.

Interprétées en fonction du modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma, les mesures de l'épaisseur crustale ne donnent plus une mesure directe de β, le degré d'étirement. À la place, est déterminée la quantité β_s, mais la valeur de β peut être calculée d'après la formule de β_s donnée ci-dessus, si t_c et t_{oc} sont connues. La ségrégation du magma cause de petites variations de la densité, incluses dans le calcul de la subsidence initiale. La subsidence thermique est presque la même que celle prévue par le modèle de distension uniforme.

Le modèle de distension dépendante de la profondeur

Le modèle de distension dépendante de la profondeur (fig. 9-8, 9-9) diffère du modèle de distension uniforme, en ce qu'il suppose un découplage de la lithosphère à une profondeur d. Au-dessus et au-dessous de d, le degré d'étirement peut différer. Le modèle s'écarte le plus du modèle de distension uniforme, lorsque $d = t_c$. On formule généralement cette hypothèse pour accentuer la différence. Dans ce cas, la croûte est amincie selon un facteur β, la lithosphère subcrustale, selon un facteur δ. Ce modèle prévoit soit un soulèvement initial, soit une subsidence initiale durant la phase de rifting, suivant les valeurs relatives de β et δ (fig. 9-9). Les valeurs de β peuvent toujours être estimées d'après les variations de l'épaisseur de la croûte, mais aucune indication ne nous permet de déterminer les valeurs de δ, qui sont différentes de β. Ce problème vient du fait que la lithosphère subcrustale revient à son épaisseur d'équilibre durant le stade postérieur au rifting. On estime généralement les valeurs de δ d'après la nécessité d'un soulèvement initial dans certaines régions du modèle, tel qu'indiqué par les observations.

La subsidence thermique totale postérieure au rifting, telle que prévue par ce modèle pour une valeur β donnée, est du même ordre que celle prévue par le modèle de distension uniforme. Toutefois, si l'on choisit des valeurs de δ, de sorte qu'il se produise un soulèvement initial plutôt qu'une subsidence initiale, aucun dépôt sédimentaire ne se forme immédiatement après l'apparition du rift, et il faut inclure les conséquences de l'érosion de la croûte soulevée.

Ce modèle d'étirement à deux couches est une tentative pour inclure les propriétés rhéologiques de premier ordre de la lithosphère. On peut prévoir que la région supérieure, froide et cassante, de la lithosphère et les régions inférieures, chaudes et ductiles, manifestent une réponse différente à l'étirement. La région supérieure se distend par formation de failles et par des déplacements relatifs en travers de ces failles. À plus grande profondeur a lieu un écoulement ductile. Le degré d'écoulement ductile augmente en même temps que la température. Le modèle de distension dépendante de la profondeur permet d'observer, de façon grossière, le comportement différent des régions cassante et ductile, en introduisant deux facteurs d'étirement, β et δ respectivement. La transition entre les deux régions est une zone de fort cisaillement, et peut être interprétée comme un décollement survenu à la base d'une région de failles normales dans la croûte. Le paramètre δ varie lui-même avec la profondeur, mais il est plutôt inutile d'introduire de plus en plus de paramètres dont les valeurs ne sont pas connues de façon indépendante. Une méthode plus utile consiste à examiner la dynamique du rifting, et d'inclure les effets d'une rhéologie dépendante de la température. Celle-ci est décrite plus loin.

L'une des limitations du modèle de distension dépendante de la profondeur est que la distension totale accumulée d'un côté à l'autre de la zone du rift doit être la même dans les parties supérieure β (x) et inférieure δ (x) de la lithosphère. Ceci signifie que les régions où β (x) est supérieur à δ (x) doivent être contrebalancées par des régions où la relation inverse est observée. Les régions où β est petit et $\delta > \beta$ sont caractérisées par un soulèvement relativement important, tandis que les régions où $\delta < \beta$ montrent une subsidence initale importante (fig. 9-9). Ces caractéristiques découlent du fait que les effets opposés de l'amincissement crustal et de la remontée de l'asthénosphère déterminent l'équilibre isostatique dans la zone du rift, comme indiqué plus haut. Ainsi, le modèle de dis-

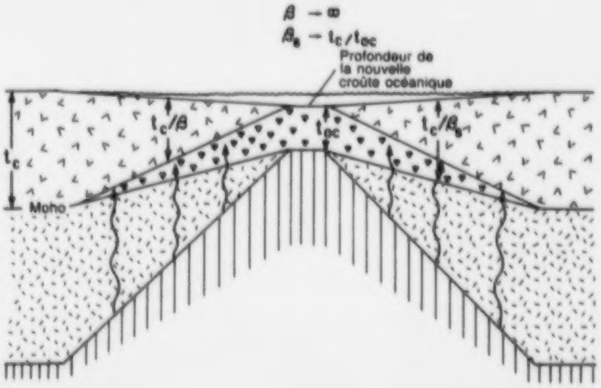


Figure 9-10. Modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma, qui montre la zone touchée par la production d'un magma dans l'asthénosphère, ainsi que la migration et l'ajout de celui-ci à la croûte en voie d'amincissement. Cette figure illustre la transition régulière de la croûte continentale à la croûte océanique. Le modèle illustre aussi la relation entre β et β_s décrite dans le texte. La symbolisation est la même que celle utilisée dans les figures 9-7 à 9-9.

tension dépendante de la profondeur prévoit que les régions où se produisent à la fois un soulèvement et une subsidence doivent coexister à l'intérieur de la zone du rift, pour que la masse soit conservée. On a aussi proposé d'autres modèles avec conservation de la masse. Il est par exemple possible que la lithosphère inférieure distendue ait initialement occupé un autre intervalle horizontal que celui de la lithosphère supérieure. Si $\delta > \beta$, ceci signifie que la largeur initiale de la zone étirée selon un facteur δ était plus étroite que celle de la zone étirée selon un facteur β (Beaumont et al., 1982a; Hellinger et Sclater, 1983).

Modèles thermomécaniques de l'évolution des marges continentales après la phase de rifting

Raison de la mise au point d'un modèle thermomécanique

Les modèles cinématiques du rifting que l'on vient de décrire prévoient la subsidence initale et la subsidence postérieure au rifting, sans tenir compte des effets thermiques d'une couverture sédimentaire, ni de la charge qu'exercent les sédiments et l'eau. Il est possible d'inclure de façon approximative ces effets de manière ponctuelle. Au lieu de suivre cette méthode, les auteurs ont élaboré un modèle thermomécanique qui retrace l'évolution, après la formation du rift, d'une coupe complète d'une marge continentale où s'observent l'affaissement de la lithosphère sous l'effet d'une charge, la compaction des sédiments et le réchauffement par conduction de l'empilement sédimentaire. Les conditions initiales du modèle thermomécanique sont basées sur les calculs effectués avec les modèles cinématiques du rifting.

Les modèles sont bidimensionnels et prévoient la configuration des coupes des marges, avec lesquelles il est possible de comparer les résultats d'observations faites sur les marges de l'Est du Canada et d'autres archétypes de marges (fig. 9-11). On évalue le degré de distension de la croûte, β, d'après des mesures sismiques de l'épaisseur crustale actuelle, en supposant qu'avant la formation du rift la croûte avait une épaisseur uniforme, égale à l'épaisseur actuelle de l'extrémité continentale de la coupe. Par conséquent, les valeurs de β varient le long de la coupe ($\beta = \beta(x)$), en partant d'une valeur de $\beta = 1$ où il n'y a eu aucun étirement dans la subsurface de l'extrémité continentale de la coupe, jusqu'à une valeur de $\beta = \beta_{max}$ dans le cas d'une distension uniforme dans la subsurface de l'extrémité marine de la coupe. Ainsi, il est possible de modéliser l'évolution de grandes structures de ces marges, en faisant abstraction des variations latérales mineures de la structure.

Le processus de rifting régit l'évolution des marges après la formation du rift. On a employé les valeurs estimées de β dans les calculs des modèles cinématiques d'étirement instantané et, conjointement avec les valeurs paramétriques décrivant l'état initial de la lithosphère, ces valeurs estimées de β permettent de retracer l'évolution thermique et l'évolution de la subsidence postérieurs au rifting à l'aide de la partie thermique du modèle. Pendant la phase de rifting, l'état thermique de la lithosphère est perturbé, et le gradient thermique s'élève au-dessus de sa valeur ambiante, proportionnellement à la distension totale, β. L'équilibre thermique est rétabli après la formation du rift, par le refroidissement de la lithosphère par conduction, et il est accompagné d'une contraction et d'une subsidence thermiques, aussi inclus dans le modèle.

S'il n'y avait pas surcharge de la lithosphère en état de subsidence thermique par les sédiments et l'eau, il ne serait pas nécessaire d'apporter d'améliorations au modèle. Cependant, la réponse de la lithosphère aux charges de surface exige que les propriétés mécaniques de la lithosphère soient introduites au modèle. Il sera montré que dans ce cas, une couche élastique supportant les charges de surface nous donne une approximation raisonnable des propriétés mécaniques de la lithosphère. Dans ce modèle, la lithosphère présente une résistance finie et répond aux charges par une flexure. Les auteurs ont supposé qu'au moment de la formation du rift, se produisait un processus de compensation isostatique locale, suivant l'hypothèse d'Airy, puisque la lithosphère est chaude et peu résistante. À mesure que progresse le refroidissement, la lithosphère devient plus résistante, donc le comportement mécanique de la lithosphère doit refléter sa résistance croissante.

Le modèle thermomécanique

La partie thermique du modèle est basée sur des solutions unidimensionnelles, relatives au refroidissement par con-

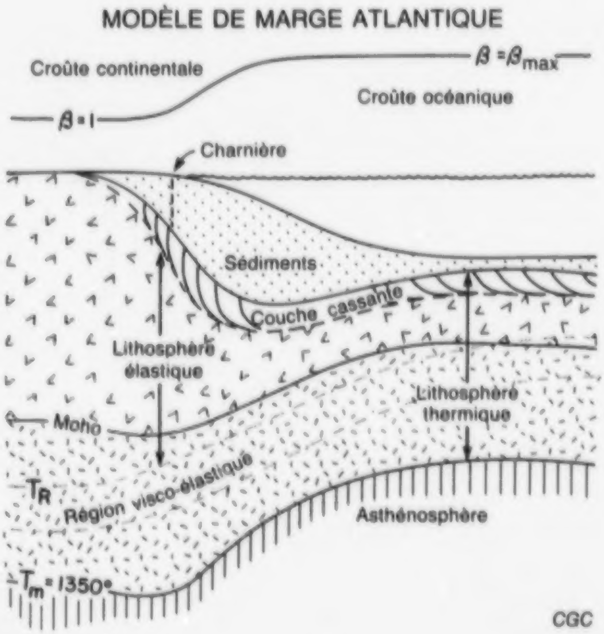


Figure 9-11. Illustration schématique du modèle employé pour la description des marges de divergence. Diverses régions du modèle sont montrées : les sédiments, la couche cassante, la lithosphère élastique, la lithosphère thermique, l'isotherme T_R et son lien avec la région visco-élastique, la croûte, la lithosphère subcrustale et l'asthénosphère. La charnière indique à quel endroit le bassin s'approfondit de façon significative. La figure montre la distribution des valeurs du facteur d'étirement, $\beta = \beta(x)$, qui augmente à partir de $\beta = 1$ (croûte continentale non étirée) jusqu'à $\beta = \beta_{max}$ (croûte océanique).

duction de la couche thermique limite. L'équation unidimensionnelle en fonction du temps du transfert de chaleur est :

$$K\partial^2T/\partial z^2 = \rho c|\partial T/\partial t + v_z\partial T/\partial x| - A$$

où T = température, K = conductivité thermique, ρ = densité, A = production radiogénique de chaleur et c = chaleur spécifique. Le terme v_z est nécessaire pour décrire la chaleur transportée par advection, sous l'effet de la subsidence isostatique de la lithosphère à la vitesse v_z. On détermine les conditions initiales d'après les modèles d'étirement pour une valeur B donnée. Les conditions extrêmes sont T = 0°C à la limite supérieure et $T = T_m$ à z = a, la base de la lithosphère à l'équilibre (fig. 9-8). On emploie une approximation par différences finies pour obtenir la solution numérique, avec un incrément spatial de 0,5 km et un incrément temporel de 0,1 Ma. On obtient des solutions unidimensionnelles, distribuées tout le long de la coupe, pour différentes valeurs de B. Une interpolation linéaire entre les solutions unidimensionnelles nous donne la distribution des températures en fonction de la position latérale et verticale.

Le modèle comporte deux régions, les sédiments et la lithosphère, qui présentent des propriétés thermiques différentes. Les sédiments se déposent à 0°C, et sont alors considérés comme une portion du modèle qui doit être réchauffée ou refroidie par conduction. On doit aussi tenir compte des effets de la production radiogénique de chaleur dans les sédiments et la croûte.

La subsidence thermique, w (Δt), résultant de la contraction thermique de la lithosphère pendant l'intervalle de temps Δt, est donnée par l'expression,

$$w(\Delta t) = a_v \int |T(z,t) - T(z,t+\Delta t)|\, dz$$

où a_v es le coefficient volumique de dilatation thermique, et l'intégrale est calculée sur l'ensemble de la lithosphère et de la séquence sédimentaire. Il y a aussi une légère subsidence additionnelle liée à la contraction de la grille des différences finies (Beaumont et al., 1982a).

L'évolution thermique s'accompagne d'effets mécaniques qui, même secondaires, ont d'importantes implications pour l'évolution de la marge, comme on peut en juger par comparaison avec des modèles d'isostasie locale. La lithosphère, c'est-à-dire la couche thermique limite de la Terre, se comporte comme une région compétente de forte résistance mécanique, qui peut subir une flexure durant un rajustement isostatique résultant de charges de surface. Pour connaître l'importance des effets de flexure, le plus simple est de les étudier en fonction de la rigidité en flexion, $D = Ed_L^3/12(1 - \sigma^2)$, où E est la valeur moyenne du module de Young de la lithosphère, d_L son épaisseur mécanique, et σ son coefficient de Poisson. Le paramètre flexural, $\alpha D^{1/4}$ (Walcott, 1970), est proportionnel à la distance sur laquelle une charge peut entraîner vers le bas (faire fléchir) la lithosphère, malgré les forces de poussée exercées par l'asthénosphère ou le manteau, qui présentent une fluidité nettement plus élevée. Étant donné le lien entre le paramètre flexural et d_L, α est compris environ entre 10 km, sur les dorsales océaniques où la partie mécaniquement résistante de la lithosphère est très mince, et environ 100 km dans les régions continentales formant un bouclier, où la lithosphère est thermiquement ancienne.

Il n'est pas possible de caractériser les marges continentales de divergence par une seule valeur de la rigidité en flexion. Du côté continental, où la distension est faible ou inexistante, la lithosphère reste solide, ce qui donne à *α* une valeur importante, tandis que dans une région fortement étirée, l'amincissement de la lithosphère et la fracture de la croûte supérieure contribuent à rendre la lithosphère mécaniquement faible. Les régions amincies se refroidissent en vieillissant, à peu près comme la lithosphère océanique (fig. 9-12a) et retrouvent leur résistance mécanique.

Aucune analyse mathématique simple ne permet de prévoir la flexure et la déformation verticale d'une lithosphère dont les propriétés varient dans le temps et dans l'espace. Les auteurs ont employé un modèle bidimensionnel à éléments finis, pour déterminer la réponse isostatique à une surcharge exercée par l'eau et les sédiments (Beaumont et al., 1982a), mais une méthode faisant appel aux différences finies (Bodine, 1981) est également valide.

La grille d'éléments finis représente la lithosphère rhéologique, c'est-à-dire la portion de la lithosphère qui reste élastique et subit une flexure. De quelle région s'agit-il ? C'est la région sous-jacente à celle qui a subi une rupture par faillage durant son extension, et sus-jacente à celle qui est suffisamment chaude pour subir un fluage visqueux significatif à l'échelle de temps de l'évolution de la marge, soit 10-100 Ma. La viscosité étant une fonction exponentielle de la température, la capacité de la lithosphère à subir un fluage se modifie très rapidement avec la profondeur à l'intérieur de cette lithosphère.

À la figure 9-12, apparaît la viscosité η, en fonction de la profondeur et de l'âge thermique de la lithosphère. Une région ou $\eta > 10^{6}\eta_b$ ne flue pas de façon significative à l'échelle de temps de l'évolution de la marge, à moins qu'il n'y ait rupture plastique; on peut donc considérer ces régions comme élastiques et subissant une flexure sous l'effet d'une charge. Les régions où $\eta < 10^{3}\eta_b$ fluent si rapidement qu'elles se comportent comme un fluide à l'échelle de temps de l'évolution de la marge et peuvent être modélisées comme tel. La région intermédiaire est transitionnelle et manifeste un fluage significatif que l'on peut modéliser comme étant un phénomène visco-élastique (Courtney et Beaumont, 1983). Cette zonation extrinsèque de la lithosphère est essentiellement fonction de la température et n'est pas une propriété intrinsèque; on pourrait également modéliser toute la lithosphère comme étant un matériau visco-élastique aux propriétés dépendantes de la température (Courtney, 1982).

Il n'est pas toujours nécessaire d'inclure explicitement la transition visco-élastique dans les modèles. Considérons le cas d'une lithosphère jeune et étirée, sous-jacente à une marge continentale, et d'une lithosphère océanique jeune. Dans ces exemples, la couche de transition visco-élastique est assez mince pour être ignorée. Par ailleurs, le refroidissement est assez rapide pour solidifier de façon effective la région dans laquelle se produirait un fluage dans un milieu thermiquement stable, de sorte que les effets extrinsèques du fluage ne peuvent être observés dans la lithosphère océanique ou dans les lithologies qui témoignent de l'évolution des marges de divergence. Ceci est vrai d'une portion significative (~ 100 Ma) de leur évolution (Courtney et Beaumont, 1983). On doit ajouter à ceci le fait que les taux de sédimentation sur les marges diminuent généralement avec l'âge de ces dernières, peut-être parce que la subsidence thermique décroît également. Dans des circonstances normales, il est donc peu probable que la surcharge des marges provoque une flexure manifestant des caractéristiques observables d'écoulement

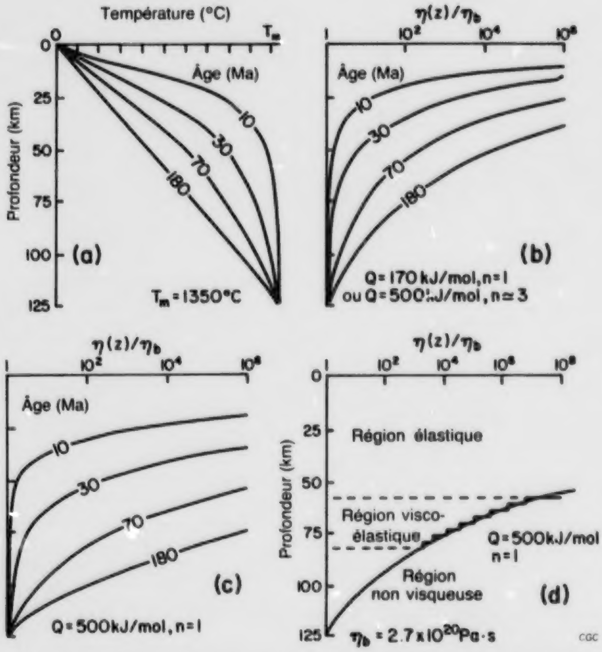


Figure 9-12. Relation entre la viscosité et la température. Le panneau a montre comment la température varie avec le temps dans une lithosphère en voie de refroidissement. Les panneaux b et c montrent les fonctions viscosité-profondeur correspondantes pour différentes valeurs d'énergie d'activation (Q) de même que pour un écoulement newtonien et non newtonien (n = 1 ou n = 3). η_b est la viscosité basale, c'est à dire la viscosité à la base de la lithosphère ($T = T_m$). On suppose que les vitesses de déformation sont constantes. Le panneau d montre comment une zonation simple de la lithosphère peut être dérivée d'une fonction viscosité-profondeur, telle que décrite dans le texte. Ce procédé ne convient que pour évaluer la réponse de la lithosphère à des surcharges en surface. La relation viscosité-température est décrite plus en détail dans la section sur les « modèles améliorés du rifting », du présent chapitre.

visco-élastique (Beaumont, 1981). L'une des possibilités est qu'une marge sédimentaire maigre et ancienne devienne le site d'une sédimentation rapide.

Il est donc relativement facile de modéliser les propriétés rhéologiques des marges de divergence. On peut diviser la lithosphère en trois zones : la couche cassante supérieure passive et faillée, la lithosphère rhéologique à comportement élastique effectif et la zone basale de faible viscosité qui se comporte comme un fluide (fig. 9-11). Il est seulement nécessaire de représenter la lithosphère rhéologique dans le modèle à éléments finis. On détermine sa base d'après une isotherme qui sera appellée ici, isotherme de relaxation T_R, et qui correspond à la zone de transition visco-élastique d'épaisseur négligeable. On ne peut *a priori* spécifier sa valeur, puisqu'elle est à la fois fonction de la minéralogie et de l'énergie d'activation du fluage, Q, qui ne sont pas précisément connues.

Il est maintenant facile de comprendre pourquoi on utilise un modèle thermomécanique couplé. L'évolution thermique détermine la subsidence tectonique et la position de l'isotherme de relaxation. Ensuite, le modèle mécanique détermine la réponse flexurale aux surcharges d'eau et de sédiment qui alimentent et amplifient isostatiquement la subsidence tectonique. À leur tour, l'effet de la couverture sédimentaire et celui de l'érosion modifient le déroulement des épisodes de refroidissement, de contraction thermique et de subsidence tectonique.

Sédimentation et bathymétrie

Il est nécessaire d'introduire dans les modèles un bilan sédimentaire ainsi que les propriétés physiques des sédiments. Si l'on modélise les coupes transversales pour les comparer aux observations, on obtient généralement ce type d'information dans les données fournies par les puits contenus dans le plan de coupe, en particulier les données sur la biostratigraphie, le milieu de dépôt, les lithologies et les diagraphies des sondages. On doit restituer aux sédiments leur épaisseur originelle au moment de la sédimentation, en éliminant l'effet de compaction. On peut ensuite les ajouter au modèle, en spécifiant leur épaisseur et leur densité en fonction de leur position et de l'incrément temporel du modèle. Cette méthode d'ajout des sédiments est appelée « méthode de l'épaisseur spécifiée ».

Les méthodes utilisées pour corriger les effets de la compaction sont présentées par van Hinte (1978). Les auteurs emploient la méthode décrite en détail par Sclater et Christie (1980), qui exprime la porosité en fonction de la profondeur d'enfouissement de la façon suivante :

$$\Phi = \Phi_0 \exp(-h_z)$$

Pour les différentes lithologies, on a déterminé les valeurs des paramètres h et « Φ_0 » d'après les diagraphies des puits. On en donne plus loin dans le présent chapitre, des exemples.

Dans ce modèle, les sédiments subissent une compaction au fur et à mesure de leur dépôt, de sorte que l'épaisseur finale calculée est égale à l'épaisseur observée. Cette méthode qui consiste à spécifier l'épaisseur des charges sédimentaires est appelée méthode de l'épaisseur spécifiée. Il est possible de comparer la paléobathymétrie modélisée aux observations. On évalue le succès d'un modèle d'après l'acceptabilité des valeurs de la paléobathymétrie et de la bathymétrie actuelle calculées et non d'après l'épaisseur réelle des sédiments, puisque celle-ci est prédéterminée.

Une méthode différente mais complémentaire de celle de la surcharge sédimentaire consiste à ajouter des sédiments pour chaque incrément temporel, jusqu'à obtention de la bathymétrie désirée; c'est la méthode du « paléoprofil ». Les sédiments sont ajoutés sous forme non compactée, mais leur compaction est calculée par le modèle. Ainsi employé, le modèle fournit une synthèse stratigraphique de la coupe transversale d'une marge, qui peut être comparée aux observations.

D'autres propriétés des sédiments jouent aussi un rôle important dans les calculs du modèle. En particulier, les propriétés thermiques des sédiments, leur conductivité thermique et leur capacité de production radiogénique de chaleur, sont importantes dans les calculs de l'évolution thermique des sédiments. Ces propriétés n'ont qu'une influence mineure sur la subsidence, mais sont très importantes du point de vue de la maturation thermique des sédiments. Par conséquent, pour la prospection d'hydrocarbures, le modèle ne sera réellement utile que si l'on peut

démontrer qu'il donne une image exacte de l'évolution thermique des sédiments et des épisodes de subsidence. Dans une autre section du présent chapitre, on examine en détail les aspects thermiques des modèles quant à la maturation des hydrocarbures, et cela après avoir comparé les calculs fondamentaux du modèle aux résultats des observations.

Procédés de modélisation

On peut résumer de la façon suivante les procédés de calcul employés dans le modèle thermomécanique couplé. Les variables d'entrée requises sont :

1) les variations de ß (x) et δ (x);
2) la valeur de T_R;
3) les valeurs des paramètres thermiques, mécaniques et sédimentologiques; et
4) le bilan sédimentaire sous l'une des formes « épaisseur spécifiée » ou « paléoprofil ».

On effectue les calculs en échelonnant les modèles dans le temps, avec généralement des incréments de 10 à 20 Ma. La méthode est la suivante :

1) Pour t = 0, a lieu une distension qui provoque la subsidence initiale, telle que calculée d'après l'ajustement isostatique local. On comble ensuite cette dépression à la fois avec des sédiments et de l'eau, pour simuler la surcharge de la marge continentale immédiatement après la formation du rift. On calcule l'ajustement isostatique pour compenser cette charge, en employant le modèle mécanique décrit plus haut.
2) Un intervalle de temps Δt s'écoule durant lequel la lithosphère se refroidit et s'enfonce de la façon prévue par le modèle thermique; la position de l'isotherme T_R change aussi. On ajoute une autre surcharge d'eau et de sédiments. On calcule à nouveau l'ajustement isostatique en employant le modèle mécanique ajusté par rapport à la nouvelle profondeur de T_R.
3) On procède encore ainsi pendant le nombre d'incréments temporels nécessaires pour simuler l'évolution de la marge. On calcule après chaque incrément temporel la profondeur du fond marin et du socle, la position de la discontinuité M, la distribution des températures et l'anomalie gravimétrique d'un côté à l'autre de la marge.

RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION THERMOMÉCANIQUE

Introduction

La variabilité de la structure de la marge soulève la question suivante : les modèles thermomécaniques dans lesquels ß, δ et la sédimentation sont les principaux paramètres, permettent-il d'expliquer une telle diversité ? Les auteurs aborderont dans un premier temps ce problème en prévoyant les variations du style des marges modélisées, où ß et la sédimentation manifestent des distributions particulièrement simples mais systématiquement variables. Ils examineront ensuite la sensibilité des résultats du modèle aux autres valeurs paramétriques qui caractérisent le modèle. Les résultats relatifs à quatre transects spécifiques de la marge complètent cette section. Les auteurs cherchent surtout à comparer entre eux les résultats des modèles, et à comparer les modèles aux observations. Il sera démontrer qu'il est possible de proposer une classification de premier ordre des marges, basée sur ß et la sédimentation.

Relation entre le style de marge et la distribution de ß et des apports sédimentaires

Les résultats du modèle archétypal (fig. 9-13 à 9-21) ont été inclus pour illustrer la façon dont ß(x) (le profil d'étirement) et la quantité de sédiments disponibles influent sur le caractère d'une marge continentale de divergence. Tous les modèles ont exactement les mêmes propriétés lithosphériques, les mêmes propriétés standard (tableau 9-1), à l'exception de ß(x) qui présente une distribution linéaire, convexe ou concave, tout comme l'interface entre le bassin et le socle, à mesure qu'augmente la distance x en travers de la zone étirée, de 240 km de large, qui marque la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique. Une mesure de l'épaisseur crustale, 1-1/ß ou γ, varie aussi de la façon susmentionnée (convexe ou concave), le modèle étant vu de dessous (fig. 9-13 à 9-21).

La bathymétrie du modèle est celle d'une marge typique comportant une plate-forme, un accore, un talus et un glacis continentaux. Dans chaque modèle, la bathymétrie reste indépendante du temps, et l'on modélise les effets des différences d'apports sédimentaires en plaçant l'accore à 40, 120 ou 240 km de distance vers le large à partir du point où commence l'étirement. Ceci signifie qu'en l'absence de flexure, la largeur de la plate-forme continentale varie dans les modèles entre 40 et 240 km, et reproduit le passage d'une marge presque maigre à un delta.

De nombreuses marges se situent dans le champ d'application de ces modèles, ce qui nous aide à identifier le style des exemples donnés. Ce champ peut être élargi de façon à considérer une zone de transition entre l'océan et le continent plus étroite, une distribution de ß(x) plus complexe et des biseaux sédimentaires progradants. Quelques-unes de ces propriétés ont été incluses dans les études de cas spécifiques examinées dans la présente section.

Les modèles ont été conçus de façon à pouvoir déterminer si le processus d'amincissement qui a lieu durant le rifting laisse son empreinte sur le caractère de la marge durant l'évolution de celle-ci, ultérieurement à l'apparition du rift. L'analogie entre l'amincissement lithosphérique pendant la phase de distension et l'amincissement que subit une tige métallique étirée, suggère divers profils d'amincissement, dont le plus simple, appelé « ß linéaire », présente une atténuation uniforme et croissante d'un côté à l'autre de la marge jusqu'à un point où se produit la rupture qui permettra l'épanchement de la croûte océanique. La distension progresse par incrément, de sorte que les quantités successives d'étirement sont proportionnelles à l'épaisseur de la lithosphère, produisant ainsi une distribution concave des valeurs de ß, qui est caractéristique des matériaux ductiles ou malléables. Inversement, les matériaux cassants peuvent donner une distribution convexe des valeurs de ß, parce que le point de rupture tend à naître en un lieu précis, à la bordure océanique du rift, à la suite d'un étirement sur une étendue limitée. Les analogies sont des simplifications exagérées, mais servent à justifier le choix des distributions de ß.

Tableau 9-1. Valeurs standard des paramètres et des propriétés physiques caractérisant les modèles cinématiques de rifting et les modèles thermomécaniques.

Couche	Paramètre	Symbole	Valeur	Unités
Eau	Masse volumique	ρ_w	1 030	kg/m³
Sédiments	(voir tableau 9-5)			
Croûte	Épaisseur avant le rifting	t_c	35*	km
	Masse volumique	ρ_c	2 819,882	kg/m³
	Conductivité thermique	K	3,099 $7{,}047 \times 10^{-3}$	W/m·°C cal/cm·s·°C
	Chaleur massique à volume constant multiplié par la masse volumique	c_p	$3{,}877 \times 10^{-6}$ 0,9266	J/m³·°C cal/cm³·°C
	Production radiogénique de chaleur	A	2,092 5×10^{-13}	µW/m³ cal/cm³·s
	Coefficient volumétrique de dilatation thermique	α	$3{,}2 \times 10^{-5}$	/°C
	Profondeur de la couche radioactive de densité uniforme	D	7,5	km
Lithosphère subcrustale	Épaisseur avant le rifting	$a\text{-}t_c$	125 − 35 = 90	km
	Masse volumique	ρo	3 330	kg/m³
	Conductivité thermique	K	3,099 $7{,}047 \times 10^{-3}$	W/m·°C cal/cm·s·°C
	Chaleur massique à volume constant multiplié par la masse volumique	c_p	$3{,}877 \times 10^{-6}$ 0,9266	J/m³·°C cal/cm³·°C
	Coefficient volumétrique de dilatation thermique	α	$3{,}2 \times 10^{-5}$	/°C
Asthénosphère	Masse volumique	ρo	3 186	kg/m³
	Température	T_m	1 350	°C
	Conductivité thermique	K	3,099 $7{,}047 \times 10^{-3}$	W/m·°C cal/cm·s·°C
	Chaleur massique à volume constant multiplié par la masse volumique	c_p	$3{,}877 \times 10^{-6}$ 0,9266	J/m³·°C cal/cm³·°C
	Coefficient volumétrique de dilatation thermique	α	$3{,}2 \times 10^{-5}$	/°C
Lithosphère rhéologique	Isotherme de relaxation ou noyau élastique équivalent	T_R	250	°C
	Module de Young	E	2×10^{11}	Pa
	Coefficient de Poisson	σ	0,25	
	Masse volumique du fluide sous-jacent	ρ_f	3 186	kg/m³

Remarque : *L'épaisseur crustale est de 35 km, sauf indication contraire.

Même si le processus d'amincissement le plus probable n'est pas défini, ou même s'il existe un mode de distension préférable, il est probable que les modèles dynamiques fourniront un mode d'atténuation qui sera conforme à l'un de ces profils au moins. Est-il possible d'identifier quel profil convient le mieux à un transect donné d'une marge ? Beaumont et al. (1984) ont présenté des résultats applicables à des modèles de marges continentales à accumulation sédimentaire moyenne (fig. 9-14, 9-17, 9-20) et ont affirmé que, toutes choses étant égales, la distribution des épaisseurs sédimentaires, la profondeur du Moho et les anomalies gravimétriques étaient de bons indices de ß(x), et que ces derniers étaient modifiés de façon prévisible durant l'évolution de la marge continentale. La distribution de ß a aussi un effet significatif sur l'évolution thermique des sédiments et il semble donc qu'elle soit un paramètre utile à connaître pour l'évaluation générale de l'état de maturation dans le cadre de la recherche d'hydrocarbures.

Les indices de la distribution de ß subsistent même lorsqu'on inclut la variable supplémentaire que représente la sédimentation. Il en ressort quelques points importants.

1) Les cuvettes sédimentaires profondes (épaisseur des sédiments 15 km) n'existent que là où l'accore et le talus continental ont progradé sur une croûte océanique ou une croûte continentale fortement atténuée (fig. 9-15, 9-18, 9-21). Il peut y avoir des cuvettes sédimentaires profondes quelle que soit la distribution de ß, mais sur une largeur donnée de la plate-forme, la cuvette atteindra sa plus grande largeur et aura le plus nettement une forme de cuillère dans le cas d'une marge ß concave (à comparer les fig. 9-15 et 9-21). En outre, pour qu'existe une cuvette sédimentaire profonde sur une marge ß convexe, l'effet de progradation doit être plus important que sur les autres marges.
2) Les marges relativement maigres (largeur de la plate-forme ≤ 40 km) ne contiennent qu'une épaisseur relativement mince de sédiments (fig. 9-16) ou sont même dépourvues d'accumulations sédimentaires (fig. 9-19) dans la région de la « plate-forme », si la distribution de ß est linéaire ou convexe. Étant donné que dans cette région, il y a trop peu de sédiments pour que se produise une flexure par affaissement du continent adjacent non étiré, il ne se forme pas de charnière entre les zones de flexure des régions en subsidence tectonique. Inversement, sur une marge dont la distribution de ß est concave, la charnière est bien développée, même dans le cas d'un modèle à faible sédimentation (fig. 9-13). La raison en est que, pour un intervalle de croûte non étirée correspondant à une longueur d'onde du mouvement de flexure, la charge sédimentaire est probablement plus grande dans des modèles de marge ß linéaire ou ß convexe. La progradation au-delà d'une longueur d'onde de flexure n'augmente pas la subsidence du côté continental de la charnière (à comparer les fig. 9-13, 9-14 et 9-15). En fait, il se produit un léger soulèvement, parce que la charnière se trouve sur le bombement périphérique des sédiments, sur la plate-forme externe. La subsidence de la charnière, qui est fonction de T_R, atteint une valeur maximale de 2 km dans ces modèles (T_R = 250°C). D'une manière équivalente, la largeur de la zone de subsidence du côté continental de la charnière (≤ 130 km dans ces modèles), augmente en fonction de T_R. Une charnière nette identifie une distribution ß concave comportant une zone de transition relativement étroite.
3) Il se produit aussi une subsidence flexurale dans le cas des modèles ß linéaire, qui ont des charnières peu prononcées, et des modèles ß convexe. Dans le second cas, la région affaissée de façon flexurale est surimposée à la région affectée par la subsidence tectonique, et il n'y a pas d'indice sédimentaire d'une charnière (fig. 9-20, 9-21).
4) Dans le cas des modèles à paléobathymétrie constante (fig. 9-13 à 9-21), la plupart des sédiments de la plate-forme et du talus continentaux se sont déposés au moment de la formation du rift (au-dessous de l'horizon stratigraphique 0 Ma), ou bien se sont accumulés au cours d'une période correspondant à une constante de temps thermique de la lithosphère après le début de l'épisode de rifting (sédiments déposés entre les horizons stratigraphiques 0 et 50 Ma). Les taux de sédimentation déclinent en même temps que le refroidissement et la contraction thermique, de sorte que dans l'intervalle 2τ – 3τ, peu de sédiments s'accumulent (sédiments déposés entre les horizons stratigraphiques 135 et 185 Ma). À cette étape, il y aura progradation si la sédimentation est importante.
5) Le modèle suggère un recouvrement en retrait (offlap) de la charnière en raison du déplacement vers le large, en fonction du temps, du centre de gravité de la charge sédimentaire. Cette tendance s'accentue sans doute dans les modèles caractérisés par des profils sédimentaires progradants. La résistance de la lithosphère à la flexure au-dessous de la charnière reste constante parce que ces modèles reflètent un étirement uniforme; par conséquent, on n'observe aucune variation liée à un mouvement de flexure sur la largeur de la charnière.
6) La différence de compaction entre les carbonates et les sédiments clastiques explique la formation de hauteurs sédimentaires sur la plate-forme externe, qui sont évidentes à la figure 9-15. À remarquer que les hauteurs relativement importantes ne se forment qu'après 50 Ma, soit au moment où les sédiments clastiques, déposés entre 25 et 135 Ma après le début du rifting, se compactent.
7) La température des sédiments est liée à leur épaisseur, à l'âge de la marge continentale et à leur lithologie. Par conséquent, on ne peut tirer que des conclusions générales de ces modèles, qui ne tiennent pas compte de variations lithologiques plus complexes que le passage des grès de la plate-forme aux shales du talus et de la présence de quelques sédiments carbonatés sur la plate-forme externe, déposés entre 25 et 135 Ma. Dans les modèles ß concave, la présence de sédiments nettement plus épais est la cause des températures maximales existant à l'interface entre les sédiments et le socle; ces maximums se manifestent dans les shales de faible conductivité. À l'autre extrême, il est peu probable que dans les modèles de type ß convexe, se forment d'importants volumes de sédiments matures, déposés pendant et après le rifting sur la plate-forme, à moins que la plate-forme ne soit aussi large que la zone de transition.
8) Les anomalies gravimétriques proviennent de trois sources (Beaumont et al., 1982a) : la configuration du bassin, y compris la distribution des sédiments et de l'eau; la position du Moho; et l'influence d'effets

Tableau 9-2. Propriétés physiques utilisées dans les calculs du modèle de distension et de la ségrégation du magma.

	Signification	Valeur
ρ_l	masse volumique du magma basaltique	2 600 kg/m³
ρ_b	masse volumique de la roche basaltique	2 862 kg/m³
ρ_c	masse volumique moyenne de la croûte	2 862 kg/m³
ρ_m	masse volumique moyenne du manteau	3 237 kg/m³
ρ_a	masse volumique de l'asthénosphère	3 186 kg/m³
ρ_w	masse volumique de l'eau	1 000 kg/m³
f_o	degré maximal de fusion partielle	22 %
T_m	température à la base de la lithosphère	1 350°C
α	coefficient de dilatation thermique	$3{,}2 \times 10^{-5}$/°C
t_c	épaisseur initiale de la croûte	36 km
a	épaisseur initiale de la lithosphère	125 km
β_c	valeur critique du commencement de la fusion partielle	1,63
γ	gradient adiabatique de l'asthénosphère	0,5°C/km

miques résultant de perturbations induites par la dilatation thermique, importante pendant les premiers stades d'évolution de la marge). Les grandes anomalies positives chevauchent l'accore (par ex., fig. 9-15), et s'accentuent lorsque cette position coïncide aussi avec un fort amincissement latéral de la croûte (fig. 9-21). Ces maximums seraient moins importants si la bordure de la plate-forme était plus arrondie. Les anomalies négatives qui les flanquent (par ex., fig. 9-14, 9-17, 9-20) proviennent des zones affaissées par flexure et sont le plus clairement identifiables audessus de la charnière (par ex., fig. 9-13, 9-14, 9-15, 9-17). Leur existence dans les modèles de type ß convexe (fig. 9-21) confirme le caractère flexural de la subsidence au-dessous de la plate-forme. Dans le cas de plates-formes plus étroites (fig. 9-19, 9-20), la surcharge est moindre, le minimum flexural moins prononcé et l'anomalie positive existant à la bordure de la plateforme se déplace vers l'intérieur en effaçant le lobe négatif. Du côté continental, les lobes positifs de l'anomalie flexurale se situent au-dessus du bombement périphérique (cet effet serait beaucoup moins prononcé si le bombement périphérique était érodé), et dans de nombreux cas, amplifient l'anomalie positive de la bordure de la plate-forme. La séquence représentée par les figures 9-13 à 9-15 montre comment les lobes positifs, associés à la flexure et à la bordure de la plateforme, se séparent à mesure que s'élargit cette plateforme. Le même effet se manifeste dans les modèles de type ß linéaire (fig. 9-16, 9-18), mais est moins spectaculaire que dans les modèles de type ß concave, parce que la flexure y est moins prononcée.

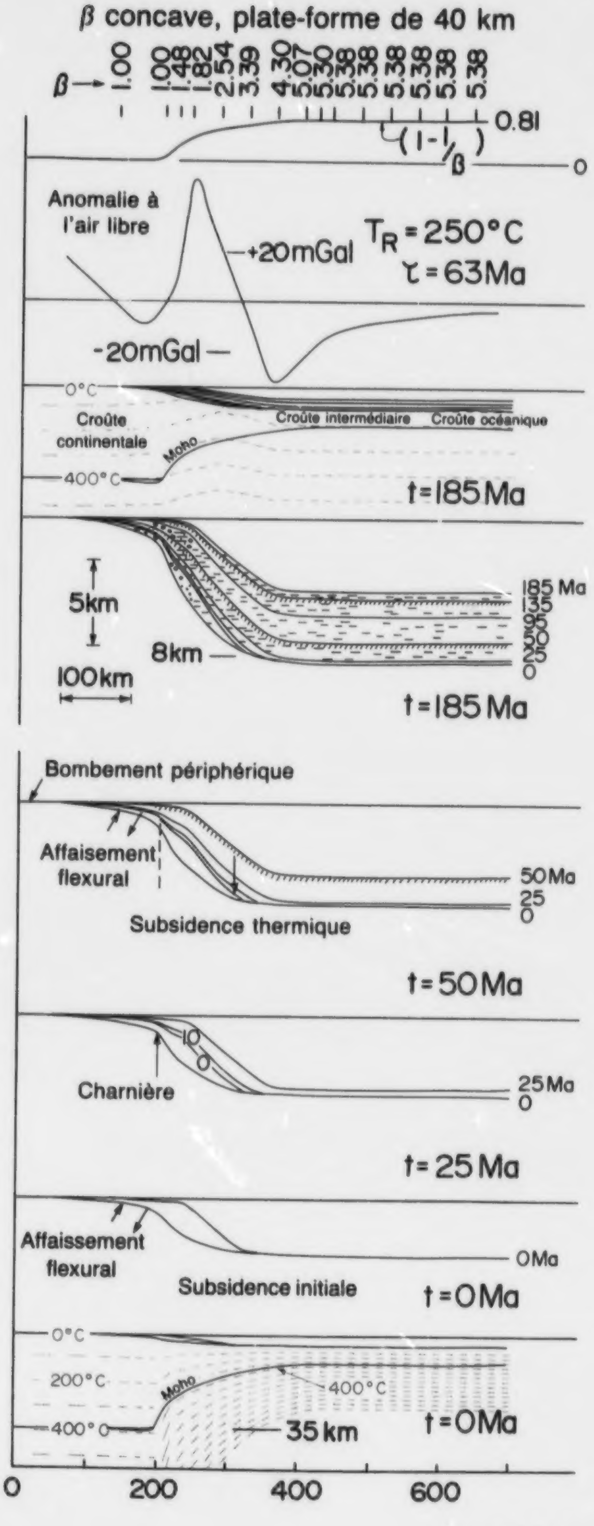
9) Un accroissement de T_R aurait pour conséquence un accroissement correspondant de l'amplitude et de la longueur d'onde des lobes flexuraux de l'anomalie gravimétrique (Beaumont et al., 1982a).

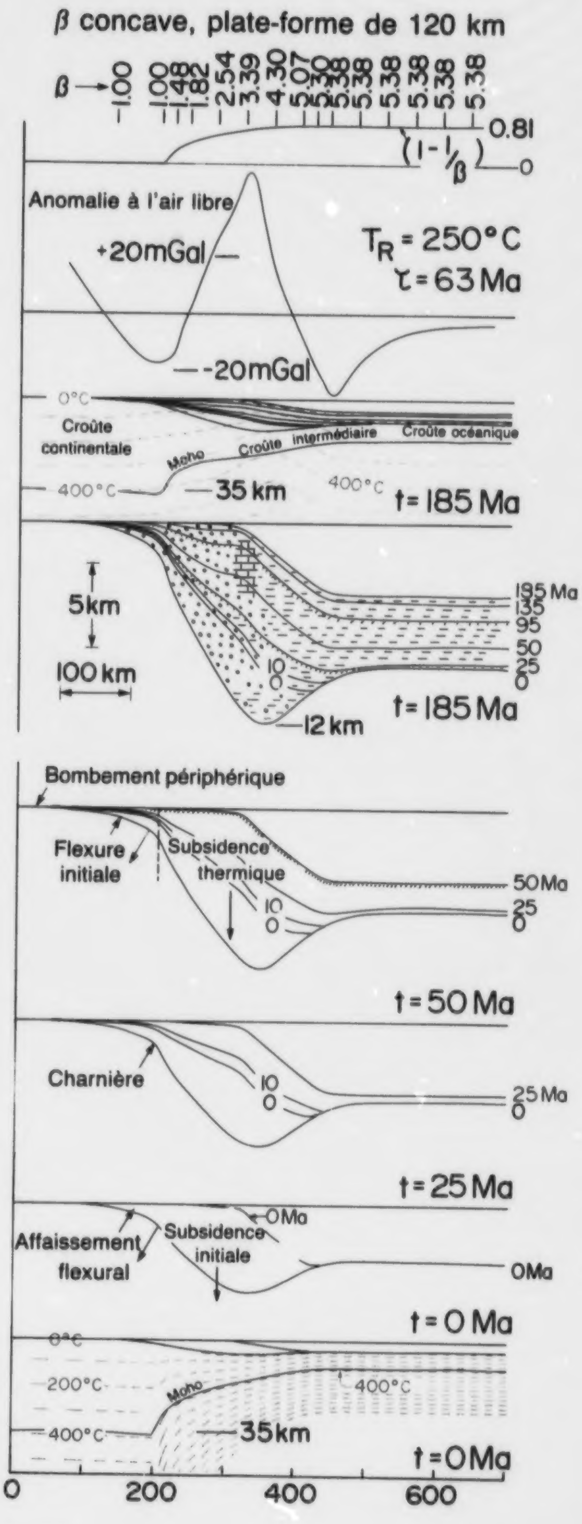
Distension dépendante de la profondeur

Généralement, la nécessité de recourir à un modèle de distension dépendante de la profondeur provient de l'observation d'un soulèvement des épaulements du rift lors du rifting. Le modèle de distension uniforme ainsi que le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma ne permettent pas, avec les valeurs paramétriques standard, de reproduire le soulèvement. Dans la présente section, sont présentés les résultats donnés par un cas extrême de la famille de modèles de distension dépendante de la profondeur, pour illustrer quelles sont les valeurs maximales du soulèvement et de la subsidence que l'on peut obtenir avec les valeurs paramétriques standard. On a conçu ce modèle (fig. 9-22) pour expliquer de façon simplifiée quelques aspects de l'évolution de la marge norvégienne, dans la mer du Groenland. Ce modèle ne tient pas compte des indices d'une distension pré tertiaire et suppose que s'est manifesté un cas extrême de distension instantanée dépendante de la profondeur, il y a environ 60 Ma. Un décollement au niveau du Moho a permis d'exercer une traction sur la lithosphère subcrustale, sous le continent,

Figure 9-13. Évolution d'un modèle de distension uniforme, avec zone de transition de 240 km de large, dans lequel les valeurs de ß varient avec la position d'une manière concave. (« Concave » signifie que la courbe de ß en fonction de la distance à partir de l'origine, du côté continental, est concave vers le bas.) Le modèle présente la même paléobathymétrie au cours du temps, et comporte une plate-forme continentale de 40 km de large en l'absence de flexure. Les panneaux, de haut en bas, montrent: la distribution de ß; l'amincissement crustal, $\gamma = (1\text{-}1/\beta)$; l'anomalie gravimétrique à l'air libre, 185 Ma après le rifting; la croûte de la marge vieille de 185 Ma, avec la position du Moho et la distribution des températures (en rouge); la stratigraphie et la lithologie du bassin vieux de 185 Ma; la stratigraphie du bassin à des âges de 50, 20 et 0 Ma respectivement; la croûte de la marge actuelle, avec la position du Moho et la distribution des températures (en rouge). Le tableau 9-1 donne les autres propriétés du modèle. Les symboles représentent des roches carbonatées, des grès et des shales.

Figure 9-14. Évolution d'une zone de transition de 240 km de large, selon un modèle ß concave comprenant une plateforme continentale de 120 km de large, en l'absence de flexure. Se référer à la figure 9-13 pour une description des panneaux et des autres propriétés.



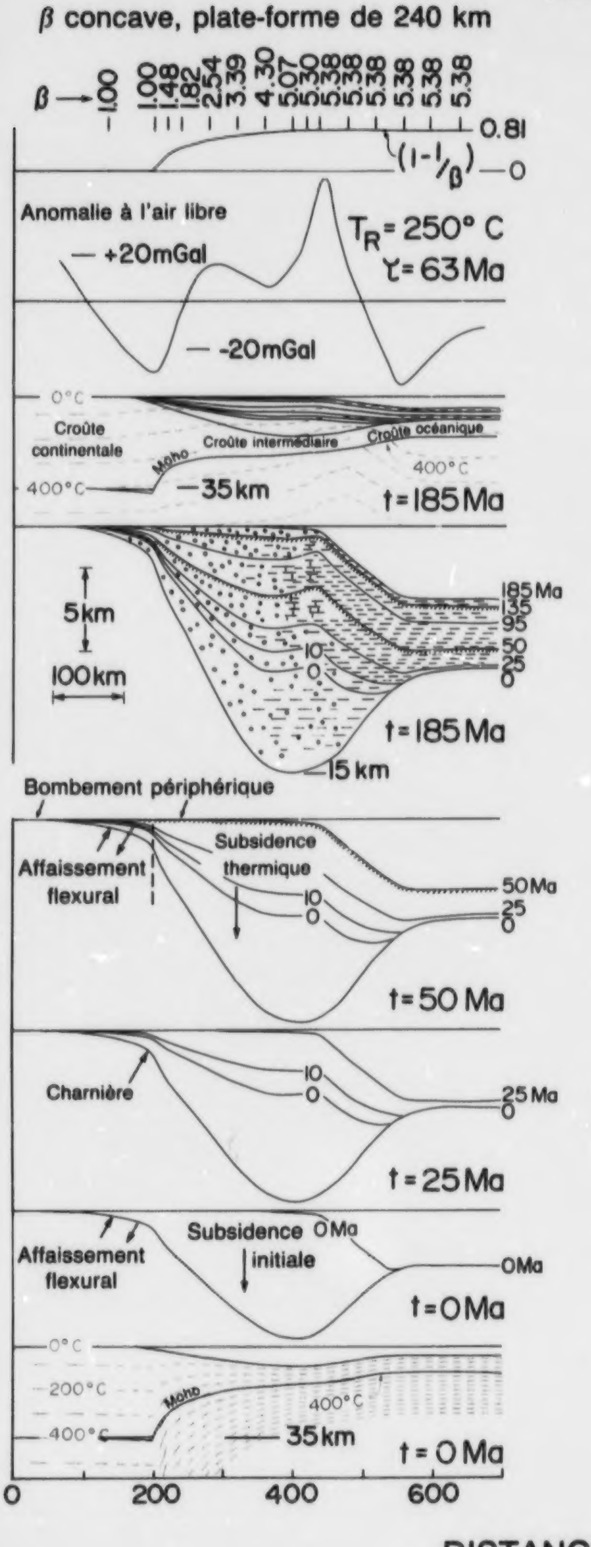


DISTANCE (km)

CGC

Figure 9-13

Figure 9-14



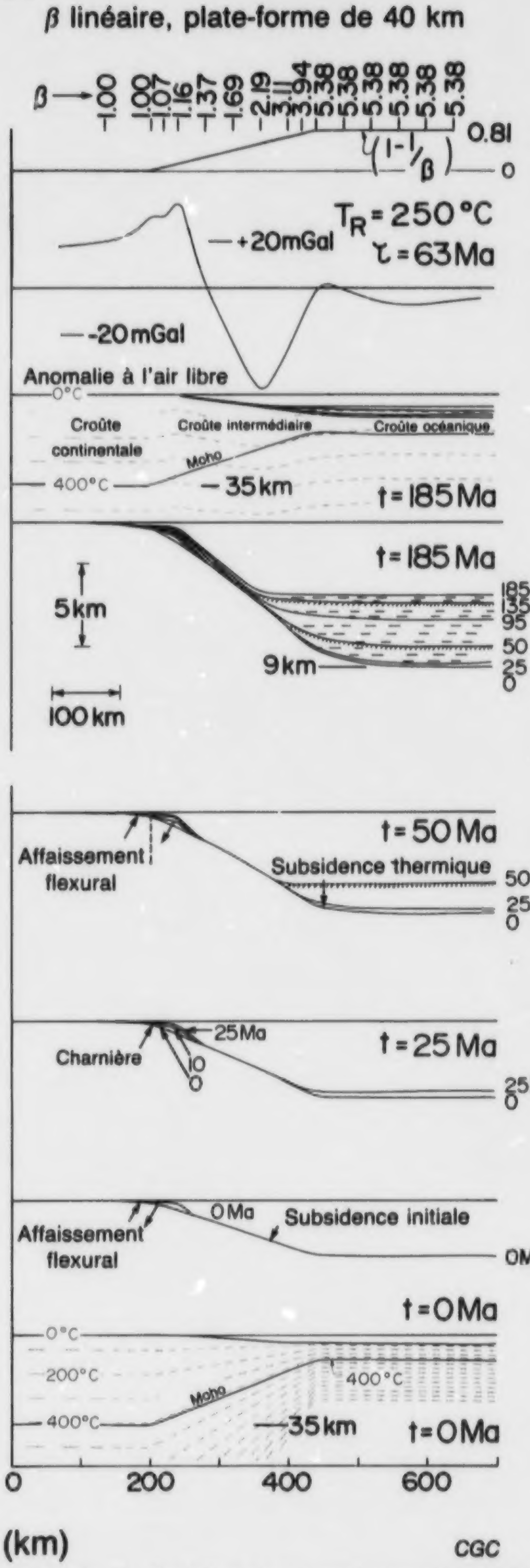


Figure 9-15. Évolution d'une zone de transition de 240 km de large, selon un modèle β concave comprenant une plate-forme continentale de 240 km de large, en l'absence de flexure. Se référer à la figure 9-13 pour une description des panneaux et des autres propriétés.

Figure 9-16. Évolution d'une zone de transition de 240 km de large, selon un modèle β linéaire comprenant une plate-forme continentale de 40 km de large, en l'absence de flexure. Se référer à la figure 9-13 pour une description des panneaux et des autres propriétés.

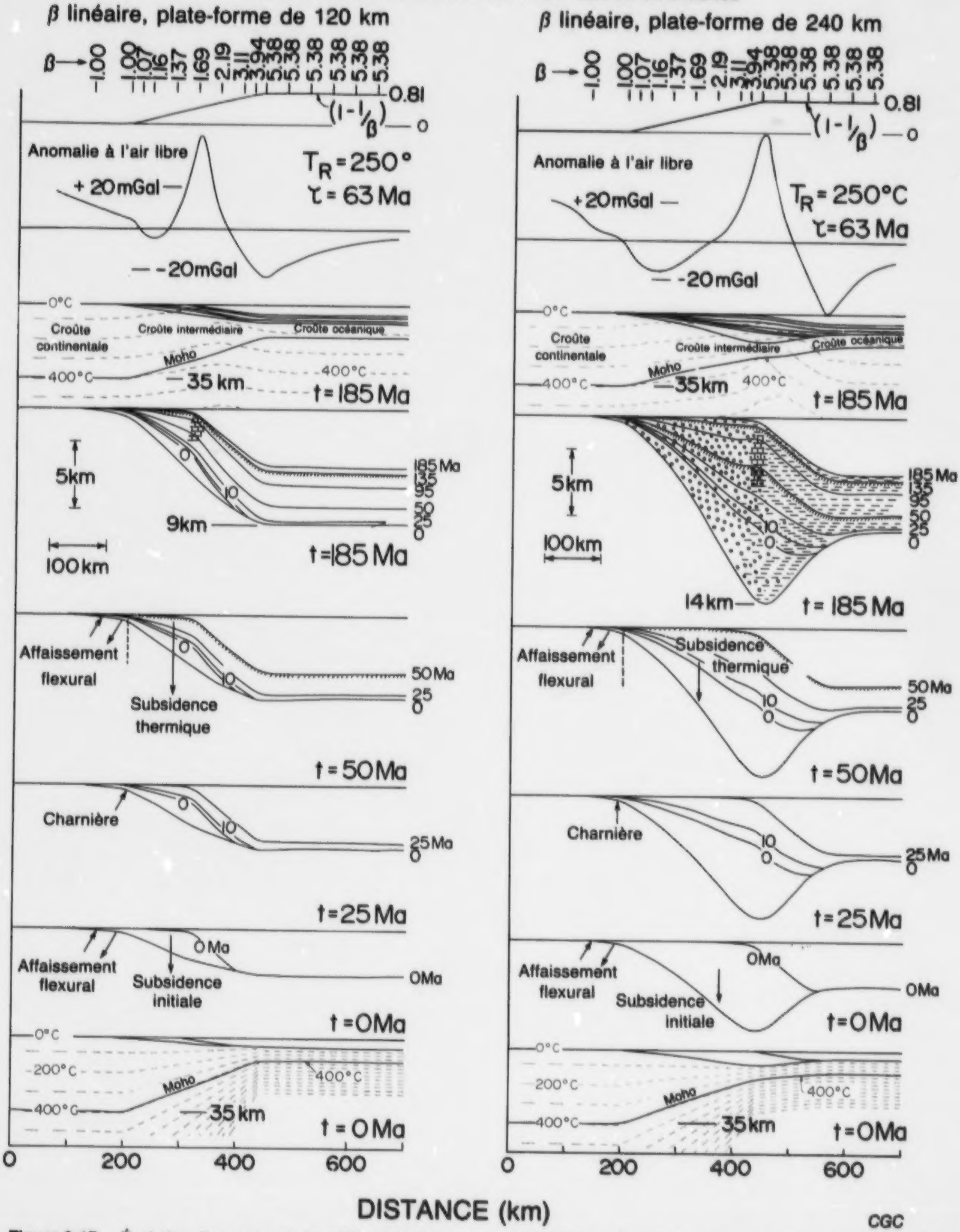


Figure 9-17. Évolution d'une zone de transition de 240 km de large, selon un modèle ß linéaire comprenant une plate-forme continentale de 120 km de large, en l'absence de flexure. Se référer à la figure 9-13 pour une description des panneaux et des autres propriétés.

Figure 9-18. Évolution d'une zone de transition de 240 km de large, selon un modèle ß linéaire comprenant une plate-forme continentale de 240 km de large, en l'absence de flexure. Se référer à la figure 9-13 pour une description des panneaux et des autres propriétés.

β convexe, plate-forme de 40 km

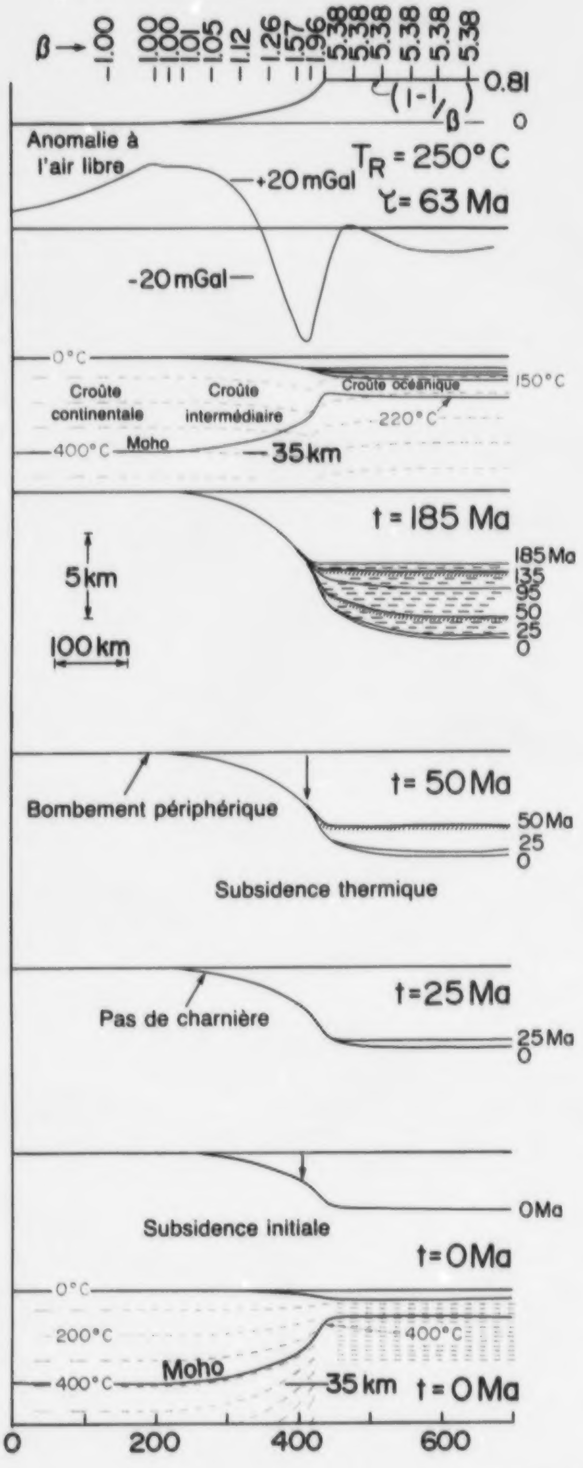


Figure 9-19

β convexe, plate-forme de 120 km

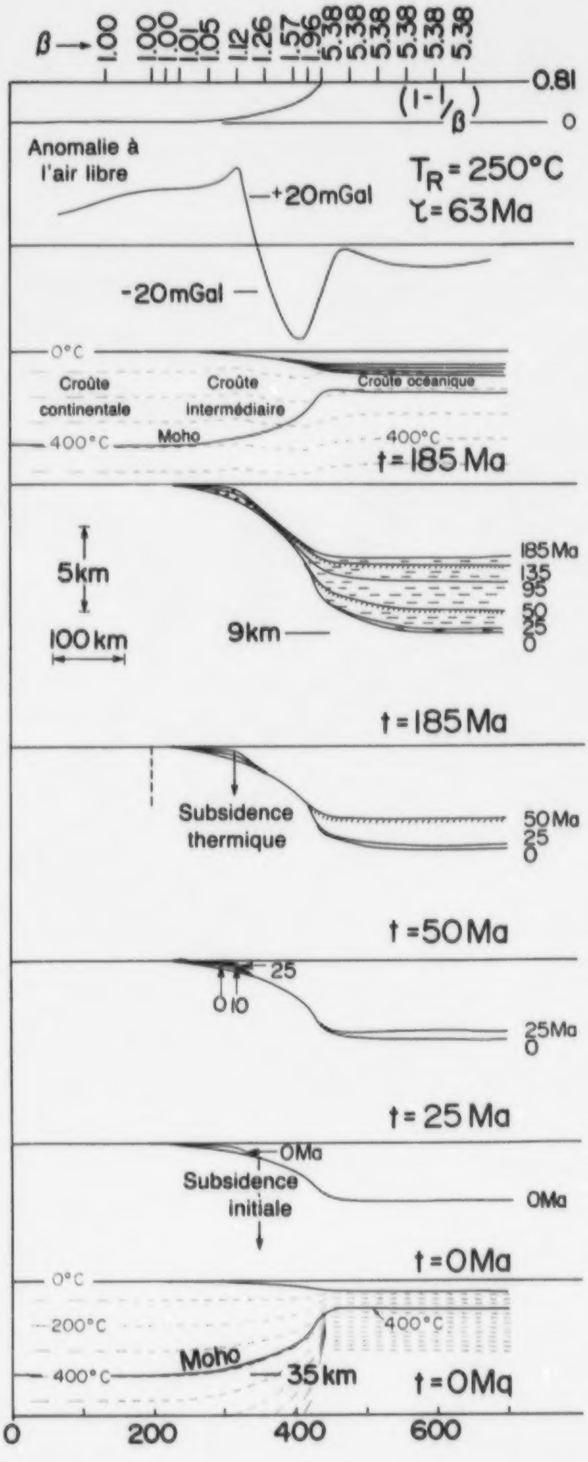


Figure 9-20

DISTANCE (km)

CGC

sans qu'il y ait distension de la croûte sus-jacente. Les régions de la croûte adjacentes à la lithosphère subcrustale, non distendue mais en mouvement, sont étirées. Par conséquent, la distension subcrustale a été contrebalancée par l'étirement de la croûte sus-jacente. La croûte amincie peut donc subsister à l'état de croûte continentale étirée sans prendre un caractère océanique, puisque la lithosphère subcrustale n'est pas amincie. Ce modèle part du principe qu'il y a suffisamment de sédiments pour combler les régions affaissées jusqu'au niveau paléobathymétrique constant établi. Les autres caractéristiques du modèle sont les mêmes que celles utilisées dans les archétypes.

Un soulèvement de 1,5 km a eu lieu au-dessus de la zone d'étirement de la croûte pendant la phase de distension. L'érosion a facilement pu amplifier le soulèvement pour créer des pics montagneux de 4 à 5 km de haut. Également, les sédiments antérieurs au rifting seraient soulevés de la même façon et, s'ils étaient érodés, formeraient une discordance angulaire sur laquelle se mettrait en place le biseau d'aggradation des sédiments postérieurs au rifting (fig. 9-22), comme on a pu l'observer dans certaines coupes sismiques de la marge norvégienne (Eldholm et Sundvor, 1980). Dans cette région, la constante de temps thermique caractérisant les stades de refroidissement, de contraction et de subsidence s'applique à toute la lithosphère, et pas seulement à la croûte; donc le soulèvement thermique persiste, et dans cet exemple diminue progressivement, selon une constante de temps égale à 63 Ma. Dans cette région, le flux thermique de surface n'est pas perturbé pendant la phase de distension, et atteint un maximum qui représente environ le double de la valeur normale, après environ 5 Ma (constante de temps thermique de la croûte), puis diminue progressivement jusqu'à une fois et demie cette valeur normale après 60 Ma.

Dans la région adjacente à la zone d'étirement crustal, la subsidence tectonique se produit presqu'entièrement à l'intérieur de la période de rifting. La faible subsidence thermique postérieure au rifting est le résultat d'un refroidissement de la lithosphère, la croûte sus-jacente s'étant amincie. Elle serait temporaire, aux endroits où la lithosphère s'épaissit de façon équivalente par accrétion à la base. De façon caractéristique, les marges de ce type présentent une grande épaisseur de sédiments contemporains du rifting et une faible épaisseur de sédiments postérieurs au rifting; dans l'ensemble, cependant, la subsidence totale demeure la même que dans le modèle correspondant de distension uniforme. Il est difficile de vérifier si le plateau Voring situé dans la mer de Norvège est une région de ce type, parce qu'il n'a reçu qu'une faible accumulation de sédiments. Les indices permettant de reconnaître les régions de type récemment soumises à une distension sont la présence d'une subsidence tectonique plus importante que celle anticipée d'après leur âge thermique et un flux thermique proche de la normale. Ce modèle ne s'applique pas à la région du Basin and Range puisqu'elle n'a subi aucune subsidence de grande envergure.

Figure 9-19. Évolution d'une zone de transition de 240 km de large, selon un modèle β convexe comprenant une plateforme continentale de 40 km de large, en l'absence de flexure. (« Convexe » signifie que la courbe de β en fonction de la distance à partir de l'origine, du côté continental, est convexe vers le bas.) Se référer à la figure 9-13 pour une description des panneaux et des autres propriétés.

Figure 9-20. Évolution d'une zone de transition de 240 km de large, selon un modèle β convexe comprenant une plateforme continentale de 120 km de large, en l'absence de flexure. Se référer à la figure 9-13 pour une description des panneaux et des autres propriétés.

La figure 9-22 illustre un cas extrême de distension qui s'est propagée latéralement à partir de divers niveaux de la lithosphère, le long de zones de décollement ou de cisaillement très probablement contenues dans la croûte. On pourrait facilement trouver un cas moins extrême, avec peut-être une surface de décollement à un niveau plus élevé, qui permettrait de modéliser la plupart des caractéristiques géologiques et géophysiques connues de la marge Norvégienne. Ces modèles ne sont vraiment utiles que si l'on dispose d'une meilleure information sur l'existence réelle des décollements supposés. Cependant, les auteurs utiliseront dans les quatre sections suivantes du chapitre des cas moins extrêmes de distension dépendante de la profondeur, pour expliquer le recouvrement en avancée (onlap) de la plaine côtière après la phase de rifting.

Le modèle d'étirement dépendant de la profondeur est également présenté pour expliquer la plus faible subsidence contemporaine du rifting et postérieure que dans les modèles de distension uniforme. En utilisant d'autres valeurs paramétriques, on ne peut obtenir à la fois les valeurs exactes de la subsidence initiale et finale. Une autre solution, qui consiste à assigner à la période de distension et de rifting une durée finie (Jarvis et McKenzie, 1980), ne peut convenir dans les cas où les modèles de rifting instantané retardent déjà cet épisode autant que possible, et donc réduisent au maximum la subsidence tectonique à n'importe quel moment de l'évolution du modèle. Dans ces circonstances, une distension uniforme à vitesse finie n'est pas équivalente à une distension instantanée dépendante de la profondeur.

La différence entre les modèles de distension dépendante de la profondeur et de distension uniforme est maximale, lorsque la surface de décollement entre la couche supérieure et la couche inférieure du premier modèle d'étirement coïncide avec le Moho. Les autres possibilités réduisent la capacité du modèle dépendant de la profondeur à diminuer la subsidence contemporaine du rifting et à causer un soulèvement crustal, si les autres valeurs paramétriques ne sont pas modifiées. Lorsqu'il n'y a pas d'érosion, un modèle dépendant de la profondeur modifie seulement la stratigraphie du modèle comparativement à un modèle de distension uniforme ou à un modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma. Ce modèle ne modifie pas la subsidence tectonique à long terme, qui est essentiellement fonction de t_c, de β et de la distribution des densités dans la lithosphère.

Relation entre les caractéristiques de la marge et les autres paramètres du modèle

Dans la plupart des études basées sur le modèle d'étirement, on a employé des valeurs paramétriques similaires de façon à pouvoir facilement comparer les résultats (par ex., McKenzie, 1978; Royden et al., 1980; Royden et Keen, 1980; LePichon et Sibuet, 1981; Beaumont et al., 1982a, b;

Sawyer et al., 1982a, b). Mais à cause de cela, on a généralement négligé l'importance de variations réalistes des valeurs paramétriques, telles que la masse volumique et l'épaisseur initiale de la croûte et de la lithosphère, les coefficients de dilatation thermique et la distribution des températures d'équilibre dans la lithosphère. De petites variations, en particulier de la masse volumique et de l'épaisseur, peuvent avoir un effet important sur la subsidence tectonique prévue par les modèles (par ex., Dewey, 1982). Les auteurs examineront brièvement cette sensibilité aux variations du modèle de distension uniforme; des résultats similaires seraient sans doute obtenus avec le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma ou encore avec le modèle de distension dépendante de la profondeur.

La gamme des valeurs paramétriques réalistes peut largement varier. Les auteurs ont choisi comme masse volumique de la croûte des valeurs comprises entre 2 700 et 2 900 kg/m^3 et entre 3 100 et 3 450 kg/m^3 pour le manteau, une épaisseur initiale de la croûte (t_c) comprise entre 25 et 55 km, et une épaisseur initiale (a) de la lithosphère comprise entre 100 et 250 km. En employant cette gamme de paramètres, ont été calculées les valeurs de S_i, la subsidence initiale, et de S_t (∞), la subsidence thermique totale après le rifting ($t \rightarrow \infty$). Les résultats (fig. 9-23a, b), indiquent des variations de S_i s'élevant à plusieurs kilomètres, par suite de perturbations raisonnables des valeurs paramétriques. S_m est la profondeur de la lithosphère océanique nouvellement formée (fig. 9-23). La subsidence thermique totale S_t (∞) n'est sensible qu'à l'épaisseur initiale de la lithosphère. S_t (∞) est aussi fonction de T_m, la température régnant à la base de la lithosphère (tableau 9-6). Également, S_i et S_t (∞) varient toutes deux en fonction des changements subis par d'autres paramètres, comme la conductivité thermique, le coefficient de dilatation thermique et la distribution initiale des températures, mais ces variations sont probablement inférieures à celles résultant des masses volumiques et épaisseurs de la lithosphère.

Le paramètre le moins bien connu est l'épaisseur initiale de la lithosphère. Il influe à la fois sur S_i et S_t, ainsi que sur la constante de temps thermique de la lithosphère. Parsons et Sclater (1977) ont déterminé des valeurs de l'épaisseur lithosphérique qui, dans le cas de la lithosphère océanique, sont de l'ordre de 125 $\pm$ 10 km, ce qui correspond à une constante de temps thermique de 62 $\pm$ 7 Ma. Ce résultat est confirmé par la plupart des observations pertinentes aux océans. Cependant, à la suite d'études sur les continents, certains auteurs estiment que l'épaisseur de la lithosphère est beaucoup plus importante et de l'ordre de 250 km dans le cas des continents anciens (par ex., Jordan, 1981). Si c'était le cas, il y aurait un soulèvement initial, non une subsidence initiale, durant le rifting. Les résultats (fig. 9-23a) montrent qu'il se produit un soulèvement si le rapport de l'épaisseur de la croûte continentale à l'épaisseur de la croûte lithosphérique est faible, de l'ordre de 0,15. La constante de temps thermique d'une lithosphère de 250 km est de 248 Ma, tandis que celle d'une lithosphère de 125 km est de 62 Ma. Sclater et al. (1980) ont affirmé avoir observé une constante de temps thermique d'environ 60 Ma dans les bassins sédimentaires cratoniques, par conséquent l'épaisseur de la lithosphère continentale et celle de la lithosphère océanique seraient les mêmes. Des constantes de temps thermiques similaires ont aussi été observées pour de nombreuses marges continentales de divergence. Pour ces raisons, les auteurs ont choisi une lithosphère de 125 km pour représenter l'état initial des modèles.

Dans plusieurs études, a été employée la notion d'une valeur limite de β pour confiner les valeurs paramétriques (Royden et Keen, 1980; LePichon et Sibuet, 1981; Beaumont et al., 1982a; Dewey, 1982). Cette notion est basée sur le principe qu'il existe une valeur maximale de β au-delà de laquelle le processus d'étirement est supplanté par la remontée du magma basaltique et la création d'une nouvelle lithosphère océanique. LePichon et Sibuet (1981) et Dewey (1982) ont proposé la valeur, $\beta = \beta_{max} \sim 4$. Pour que la transition de la croûte océanique à la croûte continentale soit relativement progressive, la subsidence initiale avec $\beta = \beta_{max}$ doit être égale à la profondeur de la lithosphère océanique nouvellemnt formée sur les dorsales médio-océaniques. Cette profondeur est de 1,7 km si l'on enlève la surcharge d'eau. Pour que $S_i(\beta_{max}) = 1,7$, il faut se limiter à une certaine combinaison de valeurs paramétriques. Dans les modèles de distension uniforme dont il a été question plus haut, $\beta_{max} = 5,38$ a été employé en même temps que les valeurs paramétriques standard présentées dans les tableaux 9-1 et 9-6.

Cette notion de « β_{max} » est utile pour la modélisation des marges continentales de divergence, lorsque les modèles doivent couvrir la transition entre la croûte océanique et la croûte continentale sur la lithosphère océanique, et qu'il faut utiliser un modèle de distension uniforme. Dans la région océanique, une approximation assez bonne est obtenue lorsque $\beta = \beta_{max}$. Les valeurs de β_{max} étant

Figure 9-21. Évolution d'une zone de transition de 240 km de large, selon un modèle β convexe comprenant une plate-forme continentale de 240 km de large, en l'absence de flexure. Se référer à la figure 9-13 pour une description des panneaux et des autres propriétés.

Figure 9-22. Évolution d'un modèle employant une forme extrême de distension dépendante de la profondeur, dans laquelle la distension subcrustale dans la région comprise entre 100 et 300 km est compensée par une distension crustale dans la région de profondeur supérieure à 300 km. Une surface de décollement située au niveau du Moho sépare les deux régions. Le modèle montre le maximum probable du soulèvement crustal et de la subsidence contemporaine du rifting, et est semblable, à certains égards, à la marge norvégienne. Les panneaux montrent, de haut en bas : les distributions de β et de δ, et l'amincissement correspondant de la croûte et de la lithosphère subcrustale ($1-1/\beta$) et ($1-1/\delta$); l'anomalie gravimétrique à l'air libre que montre le modèle après 60 Ma; la coupe de la croûte et la distribution des températures (en rouge) après 60 Ma; le bassin sédimentaire et le soulèvement adjacent après 60, 30 et 0 Ma (ces diagrammes ont été dessinés pour mettre en relief ce qui pourrait arriver aux sédiments préexistants, et le petit dessin inséré illustre l'effet de l'érosion); la coupe de la croûte et la distribution des températures à la fin du rifting, en admettant que les sédiments contemporains du rifting comblent presque entièrement le bassin. Ce modèle se caractérise par les valeurs paramétriques suivantes : a = 125 km, t_c = 35 km, T_R = 250°C, et les sédiments sont un mélange de grès et de shales.

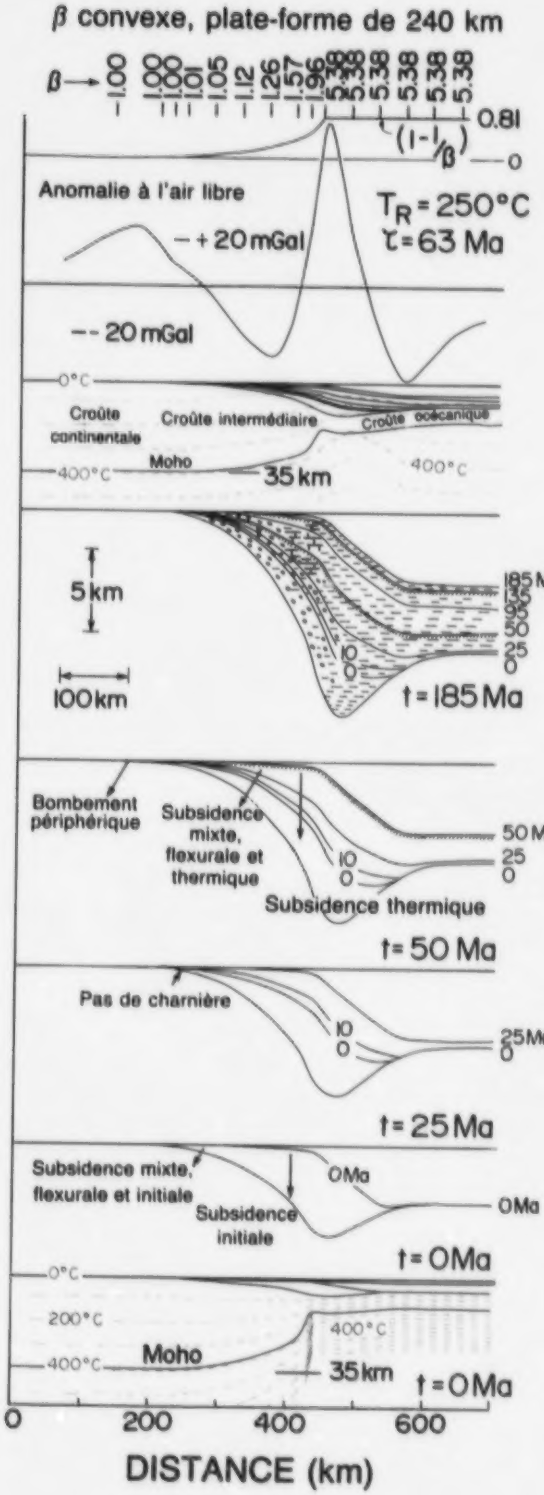


Figure 9-21

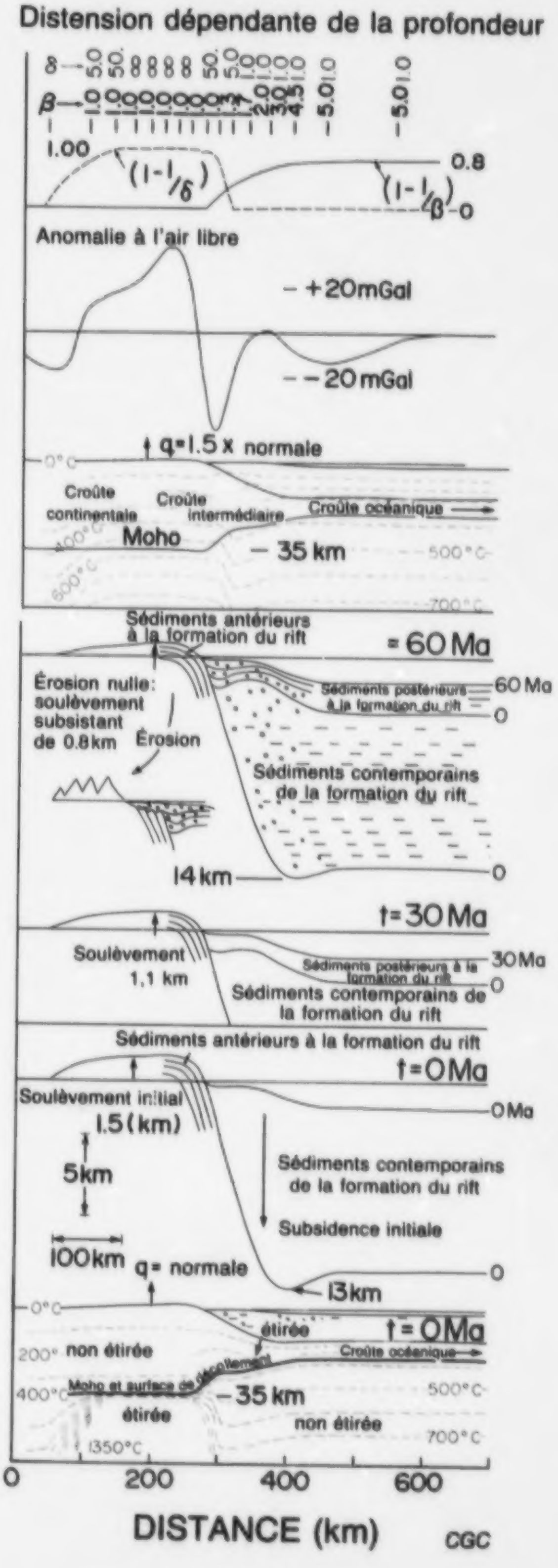


Figure 9-22

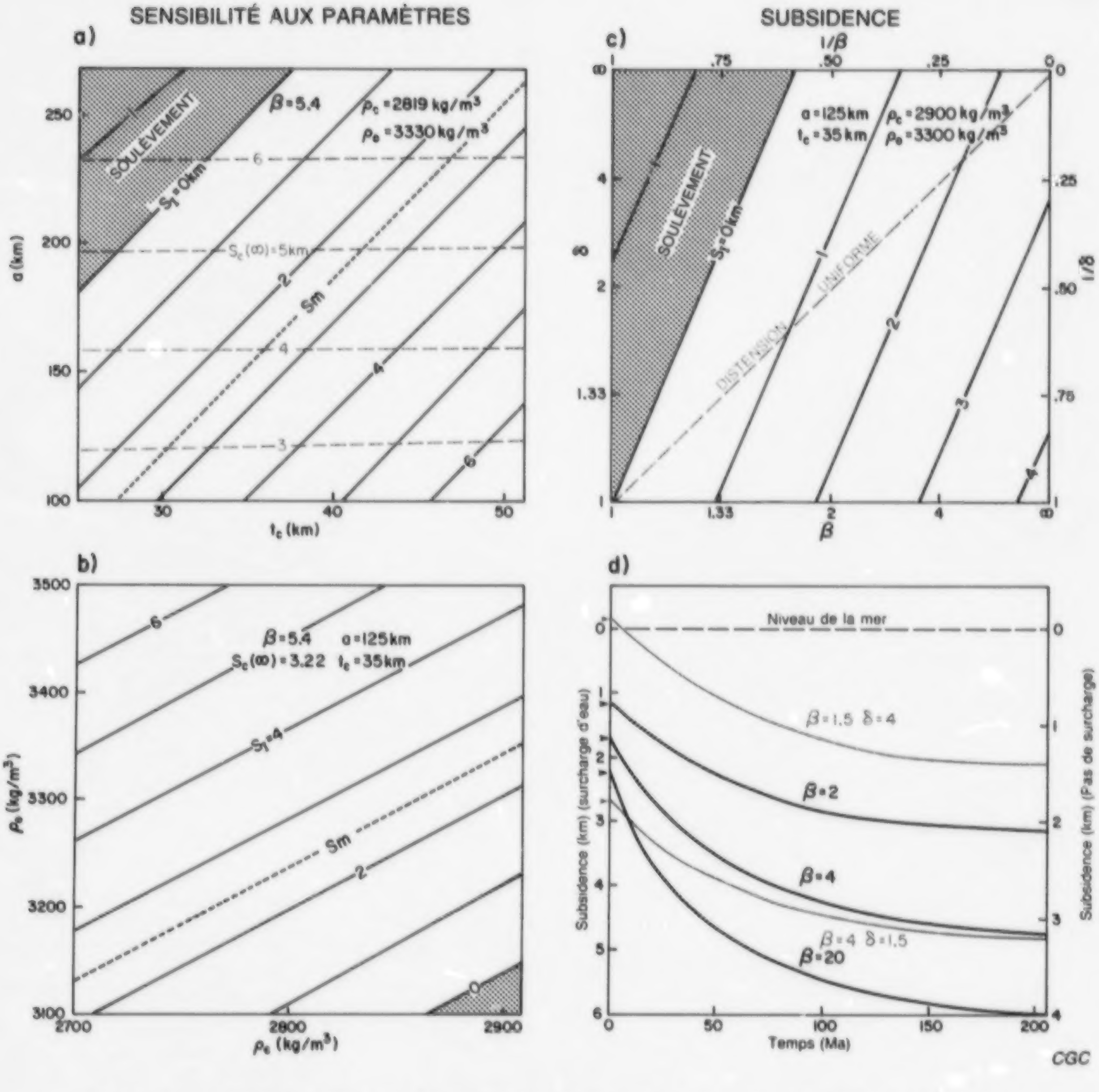


Figure 9-23. Sensibilité de la subsidence (avec une surcharge d'eau) à des variations des propriétés physiques (panneaux a et b) et à des variations de l'importance de la distension, indiquée par ß et δ (panneaux c et d). Le panneau a montre la sensibilité de la subsidence initiale (trait noir) et de la subsidence thermique totale (traits rouges) à des variations de l'épaisseur de la lithosphère et de l'épaisseur crustale (a et t_c respectivement). Le panneau b montre la sensibilité de la subsidence initiale à des variations de la masse volumique de la croûte et du manteau (ρ_c et ρ_o respectivement). Les traits interrompus (S_m) apparaissant dans les panneaux a et b représentent la profondeur de la lithosphère océanique nouvellement formée. Le panneau c montre l'étendue de la subsidence initiale ou du soulèvement, selon le modèle de distension dépendante de la profondeur, en fonction de ß et δ. Le panneau d montre la subsidence en fonction du temps dans le cas des modèles de distension uniforme (noir) et de distension dépendante de la profondeur (rouge) pour diverses valeurs de ß et δ. La subsidence initiale à t = 0 Ma est indiquée par les flèches. La figure indique la subsidence en présence d'une surcharge d'eau, et en l'absence de surcharge. Au sommet de chacun des panneaux a à c, apparaissent les valeurs des paramètres clés qui demeurent invariables.

élevées, elles nous donnent une bonne approximation de la subsidence thermique océanique qui est plus exactement modélisée lorsque $\beta \rightarrow \infty$. De plus, β_{max} nous indique la profondeur initiale correcte de la lithosphère océanique et l'épaisseur correcte de la croûte océanique (6,5 km, si $\beta_{max} = 5{,}38$ et $t_c = 35$ km). À condition de ne pas trop se préocupper du comportement détaillé de la région océanique, c'est une approximation raisonnable. Cependant, le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma ($\beta \rightarrow \infty$) et le modèle de distension dépendante de la profondeur (δ-β) procurent tous deux de meilleures estimations de la subsidence thermique dans la région océanique.

Les paramètres importants du modèle, durant la phase postérieure au rifting, sont β et δ, et aussi les épaisseurs a et t_c, qui en même temps que les densités ρ_c et ρ_a régissent la subsidence tectonique dans son ensemble. La vitesse de subsidence postérieure au rifting est déterminée par a et par les propriétés thermiques de la lithosphère (K). T_R détermine l'importance de la flexure, et par conséquent la configuration des anomalies gravimétriques.

Il est possible de différencier les effets de certains paramètres du modèle d'autres effets (par ex., fig. 9-23), mais en général, le choix des valeurs paramétriques n'est pas unique. Les auteurs ont par conséquent adopté un ensemble standard de valeurs (tableaux 9-1 et 9-6), qui ne sont modifiées que si les modèles ne donnent pas de résultats concluants. Avec la modélisation, on cherche à savoir si l'étirement d'une lithosphère typique peut ou non expliquer les observations.

Beaumont et al. (1982a) ont examiné les effets d'une variation de T_R entre 0 et 450°C. Étant donné la largeur et l'amplitude de la charnière et les anomalies gravimétriques prévues, $T_R = 250$°C a été la valeur choisie dans le cas de la coupe du bassin Néo-Écossais. Ces auteurs ont aussi examiné l'interprétation de T_R en fonction de l'épaisseur d'une région centrale élastique située à l'intérieur de la lithosphère, détail étudié de plus près dans la section intitulée « Discussion et synthèse ». Dans la modélisation détaillée des coupes présentées dans le présent chapitre, a été employée une gamme similaire de valeurs T_R.

L'évolution thermique des sédiments est déterminée à la fois par le flux de chaleur lithosphérique, la chaleur radiogénique et les propriétés thermiques des sédiments. Seule l'évolution thermique du bassin Néo-Écossais est étudiée de façon approfondie.

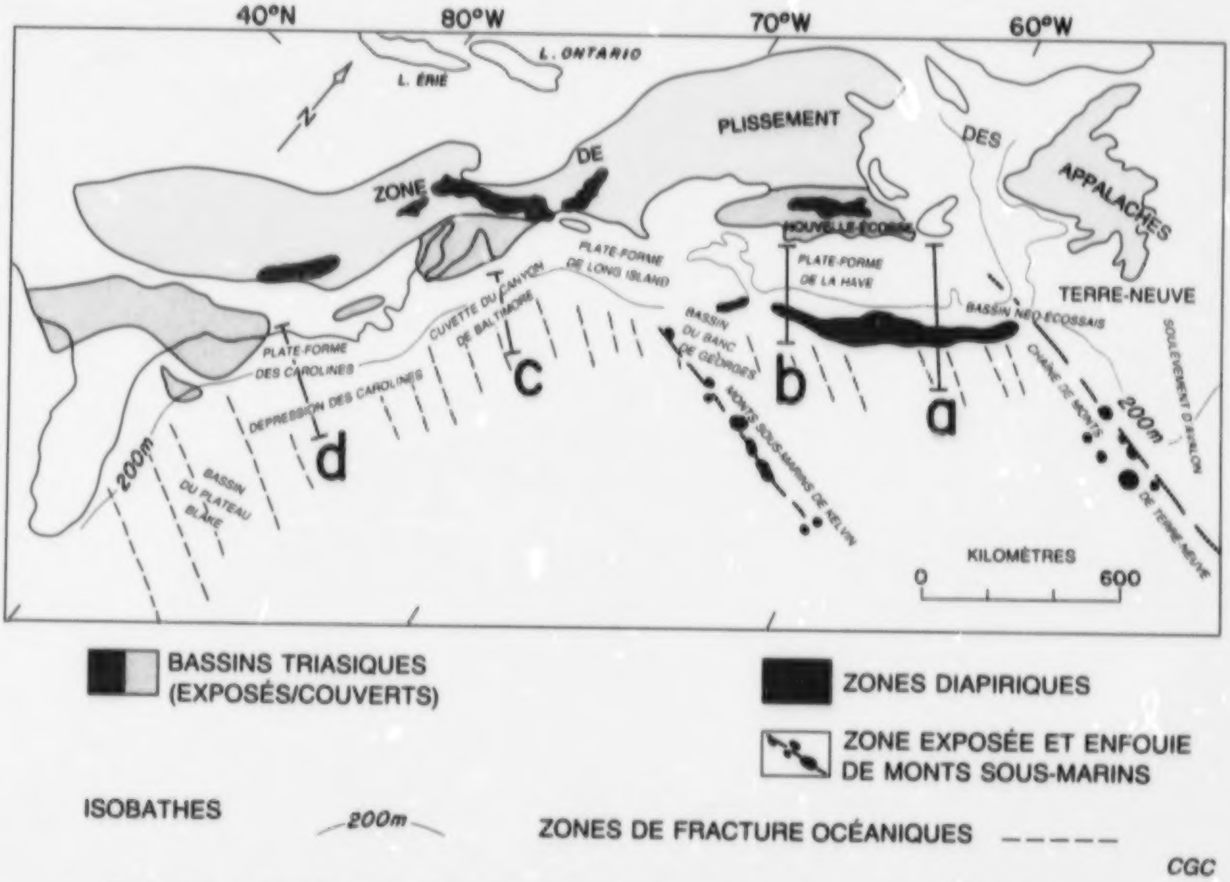


Figure 9-24. Position des quatre coupes transversales le long de la côte Est : a) bassin Néo-Écossais, b) plate-forme de LaHave, c) cuvette du canyon de Baltimore et d) dépression des Carolines.

Dans les modèles, la température de la base de la lithosphère est maintenue à 1 350°C, de sorte que le flux de chaleur réduit à l'équilibre, à travers la lithosphère, est de 33 mW/m². Cette valeur ne varie pas dans le modèle, malgré les effets de l'étirement et les effets d'isolement thermique que créent les sédiments. On doit toutefois se rappeler qu'il existe un effet de compensation entre le flux de chaleur réduit à l'équilibre et les propriétés thermiques des sédiments, en rapport avec la température des sédiments.

On ne connaît pas la variabilité des valeurs de la production radiogénique de chaleur et de la conductivité thermique. On soupçonne que la conductivité thermique en particulier varie en fonction du lieu, même si la lithologie reste la même, ce qui implique que les calculs thermiques ne pourront être exacts que si ces valeurs sont connues.

Dans la modélisation est inclues la compaction normale des sédiments en fonction de la profondeur d'enfouissement, mais certains autres effets comme le retrait du sel et le diapirisme, les surpressions et la formation de failles ne sont pas considérés. Toutefois, leur importance est évaluée par comparaison de la stratigraphie modélisée avec les observations.

Les variations du niveau marin ne sont pas modélisées, surtout parce que les chercheurs ne s'entendent pas sur l'ordre de grandeur de la fluctuation à long terme survenue pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque, correspondant au supercycle de Vail et al. (1977) (voir aussi Hallam, 1984; Watts et Thorne, 1984), et que les modèles étudiés dans la présente étude ne sont pas conçus pour la résolution des événements de courte durée, qui correspondent aux cycles d'ordre supérieur de Vail et al. (1977). Cependant, la subsidence tectonique et la subsidence flexurale, qui ont créé des séquences sédimentaires identiques à celles résultant de variations du niveau marin, sont examinées, et l'ambiguïté fondamentale entre la subsidence du socle et la montée du niveau marin est une fois de plus mise en relief.

Bassin Néo-Écossais

Beaumont et al. (1982a) ont employé, à titre d'exemple de modèle d'évolution de la marge, la coupe du bassin Néo-Écossais. Le présent modèle (fig. 9-24, 9-25, 9-60) est semblable au modèle original, excepté que les profils d'étirement ß et δ sont plus précis et que les propriétés thermiques des sédiments ont été modifiées en fonction des mesures et de notre meilleure compréhension de leur évolution thermique (voir la section sur l'évolution thermique, pour plus de détails).

La coupe observée est basée sur la stratigraphie déduite des puits d'exploration (Jansa et Wade, 1975; Given, 1977; Barss et al., 1979, 1980; Wade, 1981), et sur des profils de sismique-réflexion multicanal (fig. 7, en pochette) et sur les données de sismique-réfraction qui nous renseignent sur les variations des propriétés de la croûte et celles de la séquence sédimentaire plus profonde non clairement définies par les données de sismique-réflexion multicanal (Dainty et al., 1966; Keen et al., 1975; Keen et Hyndman, 1979; Keen et Cordsen, 1981; Keen et Haworth, 1985; fig. 9-31).

Quelques puits ont été projetés dans le plan de coupe sur des distances relativement importantes (voir la fig. 9-55), lequel plan n'est pas tout fait perpendiculaire à la direction de la marge. Pour faire concorder le modèle avec les données de puits projetés, quelques irrégularités de petite échelle ont été introduites dans la stratigraphie du modèle et dans la position du Moho, qui n'apparaît peut-être pas dans la coupe en ligne droite. On a ignoré l'existence des diapirs dans les deux provinces salifères et interpolé la stratigraphie d'un côté à l'autre de ces diapirs.

Dans le modèle de distension dépendante de la profondeur, dans lequel l'épaisseur est spécifiée, on suppose que t_c = 35 km, d'après l'épaisseur crustale mesurée à l'extrémité continentale de la coupe. La valeur de ß augmente de façon à peu près linéaire d'un côté à l'autre de la zone de transition qui a 260 km de large. On doit par conséquent comparer le modèle aux modèles simples de type ß linéaire (fig. 9-17, 9-18), pour étudier les conséquences d'une modification des valeurs paramétriques employées dans ce modèle. En particulier, des différences au niveau de la stratigraphie synthétique sont observées selon que l'on utilise la méthode du « paléoprofil » ou de « l'épaisseur spécifiée ».

Le modèle de distension dépendante de la profondeur a été employé pour reproduire le recouvrement en avancée du Jurassique-Crétacé, que l'on observe du côté continental du puits Mic Mac J-77 et qui est causé par la subsidence graduelle de la croûte thermiquement soulevée, à la charnière. Ce modèle doit être comparé au modèle équivalent de distension uniforme (fig. 9-17) qui n'indique pas de recouvrement en avancée progressif. Des valeurs élevées de δ, impliquant l'existence d'une lithosphère subcrustale fortement amincie, peuvent aussi réduire la bathymétrie de la région de la plate-forme continentale au Jurassique, époque à laquelle cette plate-forme était un banc carbonaté. Ni l'hypothèse d'un recouvrement en avancée ni la paléobathymétrie jurassique ne sont complètement satisfaisantes. Le recouvrement en avancée observé n'est pas aussi uniforme que prévu. L'absence de sédiments du Jurassique moyen dans le puits Wyandot E-53 a pour effet de créer à cette époque une dépression dans la plate-forme interne du modèle, qui est ensuite comblée par des sédiments, localement épais, du Jurassique supérieur (fig. 9-25d). Il est difficile d'éviter ce problème, qui apparaît clairement dans les panneaux de la figure 9-60 pour 175 et 160 Ma, puisqu'aucun sédiment d'âge callovien n'a été identifié dans le puits Wyandot E-53.

Figure 9-25. Comparaison des résultats fournis par le modèle avec les observations. Panneau a : coupe transversale du bassin Néo-Écossais. Les horizons sédimentaires mis en évidence par la sismique-réflexion sont rattachés lorsque c'est possible. Des informations additionnelles peuvent être trouvées dans le texte. Les panneaux b, c, d et e sont des coupes du modèle qui présentent la stratigraphie et la lithologie aux époques indiquées. Les horizons stratigraphiques hachurés correspondent à la fin du Jurassique, la fin du Crétacé précoce, la fin du Crétacé tardif et à l'Holocène. Le panneau f montre les distributions de ß et δ, et l'amincissement lithosphérique équivalent, crustal et subcrustal (1-1/ß) et (1-1/δ).

Figure 9-26. Comparaison des résultats du modèle avec les observations pour la plate-forme de LaHave. Les horizons stratigraphiques hachurés corrrespondent à la fin du Jurassique, à la fin du Crétacé et à l'Holocène. La symbolisation et les descriptions sont les mêmes que pour la figure 9-25.

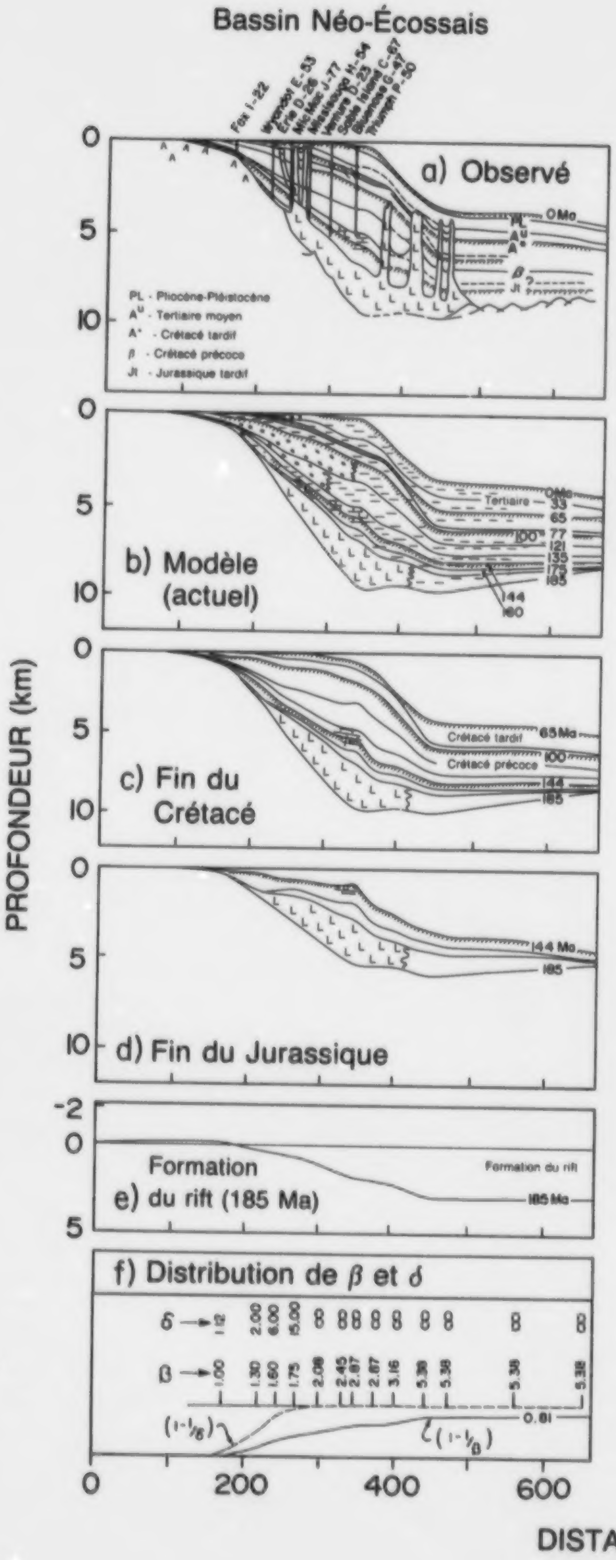


Figure 9-25

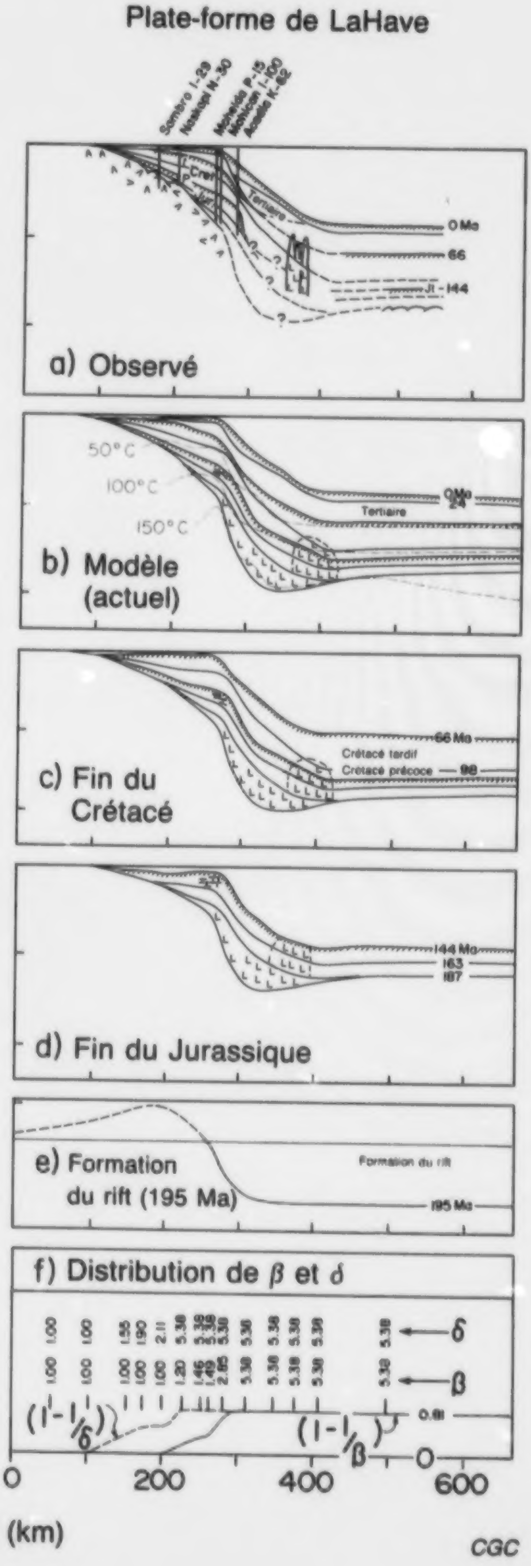


Figure 9-26

La plate-forme externe était probablement trop profonde (~ 800m) à la fin du Jurassique (fig. 9-25d), ce qui suggère soit que les estimations de l'épaisseur des sédiments contemporains du rifting et des sédiments jurassiques de la plate-forme externe sont trop faibles, soit plus probablement que le retrait du sel dans la subsurface de la plate-forme et le diapirisme résultant ont aminci la section pré-crétacée. Si c'est le cas, le retrait d'une couche de sel (Formation d'Argo) d'environ 1 km d'épaisseur a dû être à peu près complété dès la fin du Crétacé précoce, puisque les résultats bathymétriques fournis par le modèle sont valides à partir de cette époque (voir la fig. 9-60). Il est important de se rappeler que dans un modèle d'épaisseur spécifiée, on utilise la distribution des sédiments telle qu'elle apparaît actuellement. Ce modèle ne tient pas compte des phases antérieures de mouvement des sédiments. Une indication de ces mouvements est fournie par des paléobathymétries inacceptables.

Les modèles de distension uniforme ne nous donnent pas de résultats acceptables relatifs à la bathymétrie pré-crétacée de la plate-forme, même si l'on restitue aux couches de sel une épaisseur initiale raisonnable; il est donc probable que la distension varie en fonction de la profondeur. Les valeurs de β et de δ pour la plate-forme interne et la charnière (fig. 9-25) ne sont pas uniques. Ce modèle représente un cas extrême dans lequel il n'y a pas d'érosion de la croûte soulevée au-dessus du niveau de la mer pendant la phase de rifting. Pour que soit reproduites la même stratigraphie et la même paléobathymétrie, une fois la croûte érodée, la valeur de δ doit augmenter pour empêcher un recouvrement en avancée, processus qui est favorisé par l'érosion, et celle de β doit diminuer parce que l'érosion, comme l'étirement, crée un espace pour les sédiments.

Le recouvrement en avancée était terminé dès le début du Crétacé tardif (fig. 9-25). De toute évidence, la subsidence thermique de la charnière commençait à diminuer à cette époque, et la flexure était trop faible pour que le recouvrement en avancée se poursuive. Cet effet est le même que celui observé dans les modèles simples de distension uniforme et apparaît dans les autres coupes examinées en détail. Les auteurs conviennent avec Watts (1982) et Watts et Thorne (1984) que la flexure et la subsidence thermique des soulèvements contemporains du rifting peuvent se combiner pour produire un cycle de recouvrement en avancée et en retrait qui, dans ce cas, pourrait expliquer le supercycle jurassique de Vail et al. (1977). Les propriétés à long terme de la stratigraphie peuvent donc s'expliquer sans qu'intervienne une variation du niveau marin. On pourra mettre en évidence une série de supercycles, si on choisit d'analyser la stratigraphie initiale des marges de divergence de tous âges (Watts, 1982). Le fait que les supercycles puissent être corrélés en temps absolu et avec l'âge thermique du bassin pourrait s'expliquer par la coïncidence des processus de réorganisation des plaques à l'échelle planétaire et, de ce fait, par la simultanéité des phases de formation des bassins.

Il a été démontré dans la modélisation des autres coupes, que la fin de la période de recouvrement en avancée est assez étroitement liée aux profils d'étirement de β et de δ sur la plate-forme interne et à la charnière, à l'érosion des zones soulevées et aux effets de la topographie pré-existante qui est peut-être sans rapport avec le processus de rifting. L'amplitude d'une montée eustatique du niveau marin surimposée à la phase de recouvrement en avancée, comme l'ont proposé Watts et Thorne (1984), est difficile à déterminer. Leur modèle, qui comprend une montée de 120 m du niveau marin commençant au Jurassique et culminant au Crétacé tardif, prévoit la fin du premier cycle de recouvrement en avancée à la fin du Crétacé, puis une brusque chute au Paléocène. En examinant de plus près la stratigraphie de la plaine côtière des États-Unis, à partir des données fournies par Brown et al. (1972) et Watts et Thorne (1984, voir leurs profils 1 à 4, fig. 2), on constate que le début de la phase de recouvrement en retrait à la fin du premier cycle peut se situer entre le Crétacé précoce et le Crétacé tardif. Cette phase de recouvrement en retrait n'est en aucune manière simultanée le long de la marge. Les résultats de la présente étude suggèrent que le cycle de recouvrement en avancée et son interruption peuvent être tout aussi bien modélisés sans faire intervenir une montée du niveau marin. Il est possible que le niveau marin ait varié, mais il est difficile de déterminer sans ambiguïté ces fluctuations d'après la stratigraphie.

Un examen plus détaillé de l'évolution thermique est présenté dans une section ultérieure.

Plate-forme de LaHave

Comme son nom l'indique, la région de la plate-forme de LaHave, située au large de la côte sud-ouest de la Nouvelle-Écosse, apparaît en coupe comme une plate-forme (fig. 9-26a) composée de strates sédimentaires reposant sur un socle sismiquement bien défini d'inclinaison uniforme, mais dont les structures profondes, au large, sont toutefois moins bien connues. Dans cette coupe, le contrôle par les puits est bon; le puits Mohican I-100 est le seul qui suive suffisamment le plan de coupe pour permettre la comparaison des prévisions du modèle aux observations. En coupe, les délimitations stratigraphiques sont représentées par des traits continus lorsqu'elles sont connues ou déduites avec suffisamment de confiance, et par des traits interrompus ailleurs. Cette coupe a un style similaire à celle établie le long de la ligne 32 de l'USGS au large de la Caroline du Nord (voir plus loin), et elle présente une anomalie gravimétrique à l'air libre semblable.

Les modèles supposent qu'avant le rifting, la croûte et la lithosphère sous-jacentes à cette coupe étaient les mêmes que dans le bassin Néo-Écossais, à environ 200 km à l'est. Il n'est pas prouvé que cette hypothèse soit correcte, mais elle constitue un point de départ raisonnable pour comparer la formation des marges. Dans ce modèle (fig. 9-26), on suppose que la distension est dépendante de la profondeur et qu'il existe une zone de transition crustale de 100 km de large allant du milieu de la plate-forme au milieu du talus continental. La distension subcrustale, caractérisée par δ, qui s'étend plus loin à l'intérieur des terres que la distension crustale, caractérisée par β, a eu pour effet de soulever le socle pendant la phase de rifting, dans la région qui allait former la plate-forme, et aussi de réduire la paléobathymétrie de la région limitée au large par la croûte océanique, comparativement au modèle équivalent de distension uniforme, à une époque où la marge était jeune. Le modèle choisi est tout à fait à l'opposé de celui du bassin Néo-Écossais, puisqu'il suppose que le socle soulevé a été érodé en totalité avant que ne débute le recouvrement en avancée de la plate-forme continentale. La hauteur de terrain érodée ($\leq$ 2km) est indiquée par la distance comprise entre la ligne interrompue et la surface (fig. 9-26e).

Les sédiments modélisés ont été ajoutés sous forme non compactée, conformément à leur distribution actuelle là où leur puissance est connue, un peu à l'intérieur du puits Acadia K-62. Ailleurs, les sédiments ont été rajoutés, de sorte que la paléobathymétrie modélisée du talus et du glacis continentaux se rapprochent de la bathymétrie actuelle. On considère par conséquent le modèle comme un modèle à « paléobathymétrie constante » pour le talus et le glacis continentaux, et un modèle à « épaisseur spécifiée » pour la plate-forme continentale. À l'exception d'un bref intervalle au Jurassique moyen, ce modèle donne une paléobathymétrie réaliste de la plate-forme, de l'accore et du talus supérieur, et l'évolution de la subsidence prévue par ce modèle à l'emplacement des puits se déroule conformément aux données déduites de l'examen des puits, excepté dans les terrains tertiaires de la plate-forme externe.

La simplicité du modèle est attrayante. Le recouvrement en avancée progressif sur la plate-forme continentale se déroule naturellement au Jurassique, largement en réponse à la subsidence thermique de la région érodée. Un recouvrement en retrait survient au Tertiaire, puisque la lithosphère sous-jacente à la plate-forme atteint sa stabilité thermique. La sédimentation est possible sur la plate-forme externe, puisque la région continue à subir une flexure causée par les charges sédimentaires du talus et du glacis continentaux. Le modèle indique que l'accore s'est maintenu à la même position pendant toute cette période.

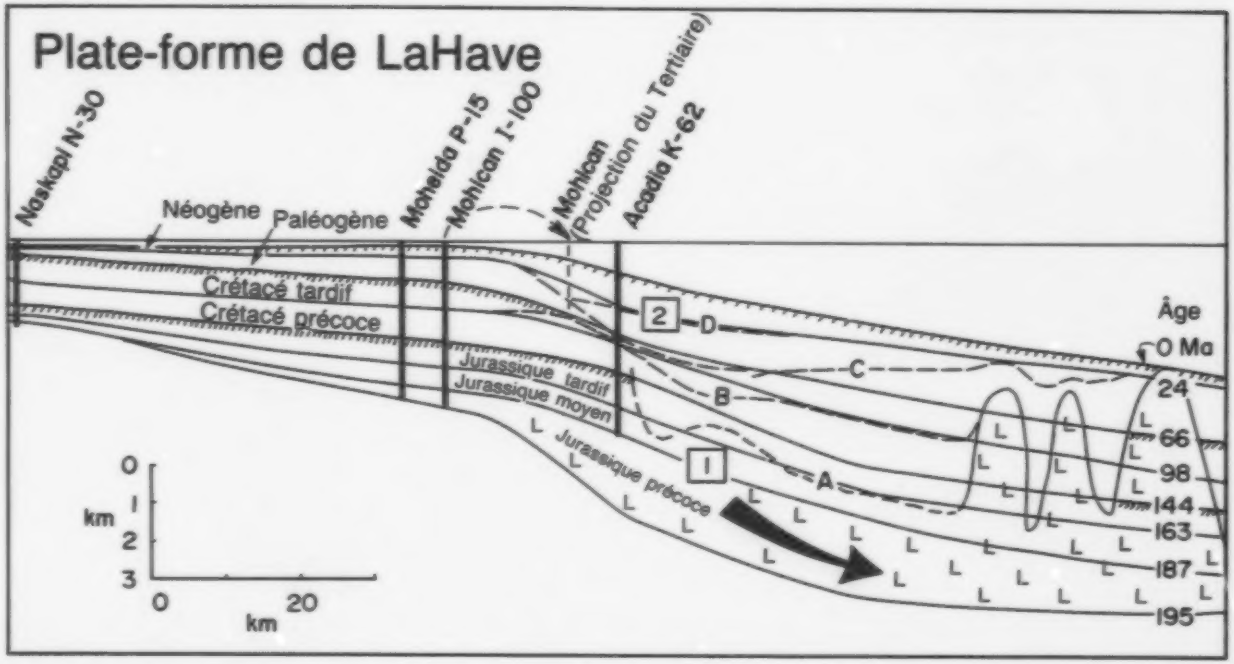
Les lithologies ont été choisies conformément à celles qui sont révélées par les puits et d'après les formations équivalentes situées ailleurs sur la marge (Jansa et Wade, 1975). En particulier, la configuration des terrains au Jurassique tardif a été favorable au développement d'un banc carbonaté. On suppose que les sédiments du Jurassique inférieur du talus continental sont constitués principalement de sel. Les diapirs, qui apparaissent sur les coupes sismiques à la base du talus, sont aussi considérés comme composés de sel et ont été modélisés sous forme de province salifère dont les sédiments se seraient déposés d'une façon qui est en accord avec la stratigraphie indiquée dans les figures. En principe, les déplacements des couches salifères ont eu lieu suffisamment au large de la plate-forme pour que la stratigraphie de cette dernière n'en soit pas affectée. Ailleurs, on a supposé que les sédiments se composaient principalement de sables et de shales clastiques.

Les imperfections du modèle (fig. 9-27) sont instructives, parce qu'elles indiquent que des événements géologiques ont influencé la stratigraphie de la marge et modifié des prévisions initialement simples. Les données sismiques relatives à la plate-forme externe et au talus continental indiquent l'existence possible de quatre grands réflecteurs, A à D, qui ne coïncident pas étroitement avec la stratigraphie du modèle telle qu'indiquée par les lignes continues. Une série de réflecteurs forment la ligne A en traits interrompus. Selon l'une des interprétations, ceux-ci correspondraient aux roches carbonatées du Jurassique sommital dans leur position affaissée, à la suite de la migration du sel. La configuration des réflecteurs constituant la ligne A est incompatible avec une marge de paléobathymétrie simple. Si le sel était retiré de la subsurface du talus supérieur de façon à constituer une province salifère durant le Crétacé, comme l'illustre la figure, l'horizon marquant le sommet calculé du Jurassique (144 Ma) pourrait être abaissé à la position A par une faille normale. Le réflecteur B pourrait par conséquent être la position affaissée de l'horizon stratigraphique qui représente la fin de l'Albien (98 Ma).

Le retrait du sel, correspondant à l'événement 1, pourrait expliquer la présence des réflecteurs A et B, mais les réflecteurs C et D témoignent probablement d'un important épisode d'érosion survenu au Tertiaire, et appelé « événement 2 ». Durant le Paléogène, la sédimentation normale aurait produit un horizon datant de la fin de l'Oligocène, correspondant à l'horizon de 24 Ma à la figure 9-27. L'érosion des sédiments du Tertiaire inférieur et du Tertiaire moyen, peut-être par des courants de contour, a entaillé ce terrain jusqu'au réflecteur C. Le réflecteur D se situe à l'intérieur du remblai sédimentaire postérieur à la phase d'érosion (probablement d'âge miocène et plus récent), qui a amené la marge jusqu'à sa bathymétrie actuelle. L'attribution de l'événement 2 à l'Oligocène est hypothétique, mais l'existence de cet épisode est confirmée par la présence d'une importante discordance tertiaire dans les puits Moheida P-15, Mohican I-100, et Acadia K-62. Pour interpréter la séquenece sédimentaire du Tertiaire, il faut déplacer, vers le large, la position projetée du puits Mohican I-100, de la façon indiquée à la figure 9-27. Ceci revient à constater que l'érosion s'est étendue plus loin vers les terres, à l'emplacement de Mohican I-100, à environ 15 km à l'ouest de la coupe modélisée. On pourrait inclure les événements 1 et 2 dans le modèle thermomécanique, mais les résultats par l'ajout et le retrait de sédiments en seraient peu affectés. Le détail le plus important est que ces événements s'avèrent nécessaires lorsque l'on compare les résultats à un modèle utilisant des profils bathymétriques simples. Un épisode d'érosion, comme l'événement 2, est étudié à titre d'exemple dans le modèle de la dépression des Carolines.

Les essais de reconstitution de la stratigraphie de la plate-forme à partir de modèles de distension uniforme, avec épisodes de rifting instantanés à l'échelle des temps géologiques, n'ont pas donné de résultats concluants, la subsidence ayant commencé trop tôt dans les régions médiane et interne de la plate-forme. Cette subsidence précoce a provoqué soit un recouvrement en avancée sur la plate-forme immédiatement après le rifting, soit une distribution irréaliste des couches sédimentaires et de la paléobathymétrie.

Il est possible d'améliorer légèrement le modèle présenté en prolongeant la région d'étirement crustal de 50 km vers les terres et en restreignant l'érosion du socle soulevé. Ce modèle se rapprocherait davantage de l'archétype 8



CGC

Figure 9-27. Vue détaillée des résultats du modèle de la figure 9-26 (traits continus), auxquels sont superposés les réflecteurs sismiques marquants (traits interrompus A, B, C, D) des régions de la plate-forme continentale externe et du talus continental de la plate-forme de LaHave. On peut trouver dans le texte une explication des événements 1 et 2, qui sont peut-être responsables des différences entre la stratigraphie observée et modélisée.

convexe des plates-formes. En comparant le modèle et la coupe observée de la plate-forme de LaHave (fig. 9-26) au modèle β convexe avec une plate-forme de 120 km de large (fig. 9-20), on constate que la plate-forme de LaHave adopte nettement cette configuration, mais que la région de transition crustale est un peu plus étroite que dans l'archétype. Il est improbable qu'il y ait une profonde dépression comblée de sédiments dans la subsurface du talus continental, puisque la bordure de la plate-forme n'a pas progradé suffisamment vers le large (comparer les fig. 9-20 et 9-21). La charnière apparente dans la plate-forme externe est trop profonde pour séparer les régions de flexure et de subsidence tectonique. Sa présence résulte largement de la projection de la trace du puits Mohican I-100 dans une direction normale au plan de coupe. D'autres projections (qui par exemple maintiennent une distance constante par rapport à l'accore) ne mettent pas autant en évidence la charnière, et la petite « enfonçure » que l'on observe dans le profil de δ (fig. 9-26f) disparaît en grande partie. Si les lithologies du modèle sont correctes, et si les sédiments ont la même conductivité que ceux du bassin Néo-Écossais, les résultats (fig. 9-26f) indiquent que seuls les sédiments jurassiques, relativement minces, situés dans la plate-forme externe et dans le talus continental, ont une température dépassant 100°C. On doit comparer ce résultat aux volumes sédimentaires proportionnellement plus importants des coupes modélisées du bassin Néo-Écossais et de la cuvette du canyon de Baltimore (voir fig. 9-59, 9-28).

Cuvette du canyon de Baltimore — ligne 25 de l'USGS

La coupe interprétée, qui suit la ligne sismique multicanal 25 de l'USGS au large des côtes sud du New Jersey (fig. 9-28), est fondée sur la coupe présentée par Grow (1980), Poag (1980) et Schlee et Grow (1980), modifiée en fonction des résultats de données de forages plus récents (Libby-French, 1984) et des résultats d'études sismiques faites dans le cadre du projet LASE (LASE Study Group, 1986; fig. 9-27). Ces auteurs et d'autres (Steckler et Watts, 1978; Poag, 1979) ont commenté en détail cette interprétation, qui ne sera pas reprise ici. Les auteurs tiennent à préciser que les sondages ne sont pas allés au-delà des roches du Jurassique supérieur, de sorte que l'on ne connaît bien ni la profondeur totale du bassin ni la nature et l'histoire de la sédimentation précédant le Jurassique tardif. En particulier, la profondeur de la base des sédiments contemporains du rifting et postérieurs dans la partie la plus profonde de la cuvette pourrait être de 15 à 19 km

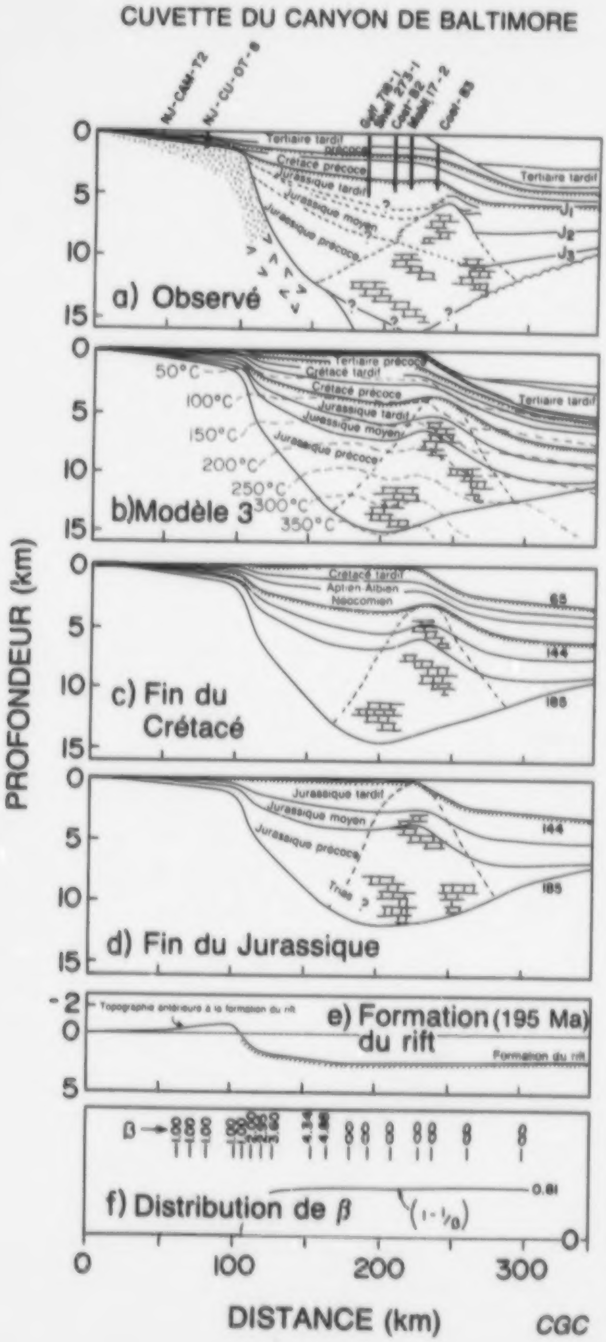


Figure 9-28. Comparaison entre le modèle 3 (panneaux b à e) et les observations (panneau a) pour la ligne 25 de l'USGS, dans la cuvette du canyon de Baltimore. Les coupes du modèle montrent la stratigraphie et la position du banc carbonaté à l'époque actuelle, à la fin du Crétacé, à la fin du Jurassique et à la fin de la période de rifting (195 Ma). Le panneau b montre aussi la distribution calculée des températures. Le panneau f montre la distribution de β et l'amincissement lithosphérique correspondant (1-1/β). Dans ce modèle, a = 125 km, t_c = 38 km et T_R = 250°C. C'est un modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma où l'épaisseur de la croûte océanique est de 6,5 km. Les sédiments se composent de grès et de shales, excepté dans la région du banc carbonaté. Du côté continental de la charnière, aurait subsisté un certain relief préexistant (1 km); la paléobathymétrie n'a pas varié, excepté au Tertiaire tardif, époque à laquelle l'accroissement de la sédimentation sur le glacis continental a causé une diminution de la bathymétrie dans cette région.

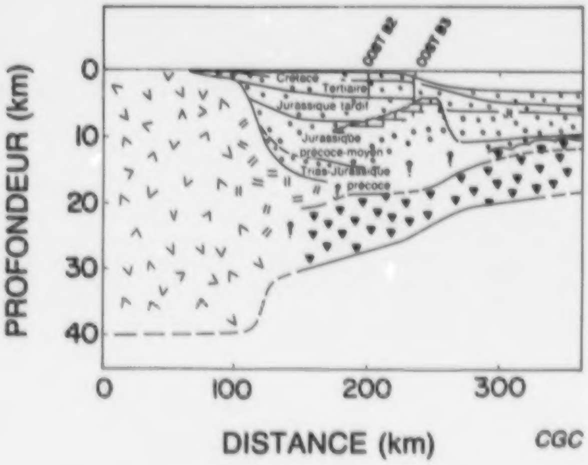


Figure 9-29. Coupe transversale de la croûte et du bassin sédimentaire sus-jacent, le long de la ligne 25 de l'USGS dans la cuvette du canyon de Baltimore. La structure crustale est basée sur des résultats de l'expérience LASE (Expérience sismique à grande ouverture; LASE Study Group 1986). La symbolisation est la même qu'à la figure 9-5.

dépendamment de l'épaisseur des sédiments antérieurs au rifting. Sawyer et al. (1982a,b) ont aussi modélisé cette coupe en employant un modèle d'étirement crustal.

L'anomalie gravimétrique à l'air libre est atténuée, ce qui indique peut-être que la flexure est relativement moins importante que sur la marge Néo-Écossaise. Cette absence de flexure concorde avec une marge qui a été fortement étirée durant le rifting et a reçu la majeure partie des sédiments durant cette phase de rifting ou peu après, alors que la lithosphère était encore très peu résistante.

Plusieurs structures visibles dans cette coupe, communes à tous les transects extracôtiers du New Jersey (lignes 26 et 25 de l'USGS), qui doivent être expliquées dans le contexte du modèle thermomécanique sont :

1) la charnière bien définie et la faible profondeur du bassin du côté continental de la charnière;
2) la forme en cuillère profonde du bassin;
3) la relation entre la configuration en cuillère du bassin, l'épaisseur de la croûte sous-jacente et les estimations de la distension crustale déduites;
4) la forte épaisseur de sédiments jurassiques et plus anciens, comparativement aux sédiments post-jurassiques;
5) la diminution de profondeur des horizons stratigraphiques du Jurassique dans le talus continental, à proximité du puits COST-B3 et au large de ce dernier;
6) le « fléchissement » de la position des réflecteurs jurassiques dans la plate-forme médiane; et
7) l'accroissement du taux d'accumulation sédimentaire sur la plate-forme depuis la fin de l'Oligocène.

Au lieu d'essayer de reproduire exactement la coupe en introduisant dans le modèle la charge sédimentaire observée, on peut illustrer quelques détails importants à l'aide de modèles utilisant des profils paléobathymétriques simples. En adoptant cette méthode, on cherche essentiellement à savoir dans quelle mesure il est possible d'expliquer la coupe observée à l'aide d'une paléobathymétrie constante, qui serait identique à la bathymétrie actuelle.

Les modèles 1 et 2 de la ligne 25 de l'USGS (fig. 9-30) démontrent que les modèles de distension uniforme représentent assez bien les grands détails de la coupe sédimentaire (fig. 9-28a), à condition que les sédiments jurassiques de la plate-forme externe et du talus supérieur se composent principalement de roches carbonatées. Dans ces circonstances, le « fléchissement » que présentent les réflecteurs jurassiques dans la partie médiane de la plate-forme et leur remontée dans la plate-forme externe et le talus (fig. 9-28a) peuvent s'expliquer par une différence de compaction entre les calcaires et les sédiments clastiques continentaux environnants. Ces structures peuvent se développer naturellement, sans l'intervention de variations paléobathymétriques, à condition que les sédiments du talus soient relativement plus résistants à la compaction. Aucune migration importante de la bordure de la plate-forme n'est nécessaire. Ce comportement est le même que dans l'archétype équivalent (fig. 9-15).

On délimite la profondeur maximale (14-18 km) des sédiments contemporains du rifting et postérieurs, en fai-

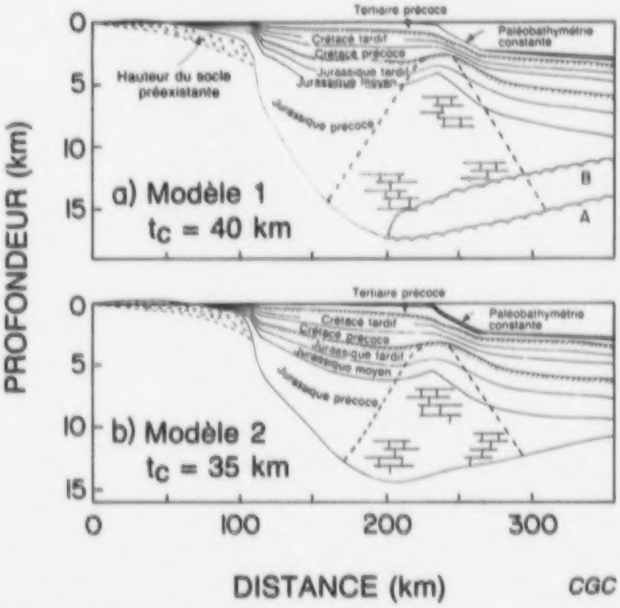


Figure 9-30. Coupes transversales prévues par les modèles 1 et 2 le long de la ligne 25 de l'USGS, située dans la cuvette du canyon de Baltimore, 195 Ma après le rifting (a = 125 km, T_c = 250°C, t_c = 40 km (modèle 1), t_c = 35 km (modèle 2)), avec une paléobathymétrie constante égale à la bathymétrie actuelle. Les deux modèles comportaient une hauteur du socle préexistante égale à celle de la plate-forme d'Arabie. Les propriétés et la distribution des sédiments sont les mêmes que dans le modèle 3 (figure 9-28). Le panneau a montre, à la position de 200 km, les résultats différents obtenus selon qu'est utilisé le modèle de distension uniforme (A) ou le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma (B).

sant varier l'épaisseur initiale de la croûte continentale de 35 à 40 km. D'après les indices disponibles, bien que mal définis, une épaisseur de 40 km pourrait être une valeur raisonnable de l'épaisseur initiale (Taylor et al., 1980). Même si le modèle avec t_c = 40 km prévoit l'existence d'une cuvette plus profonde, en conformité avec les résultats de la sismique-réfraction, il surestime la profondeur du socle à l'aplomb du glacis continental, que l'on connaît de façon plus précise; ceci est une caractéristique fréquente du modèle de distension uniforme, qui représente la croûte océanique par une croûte continentale fortement étirée. Les résultats fournis par un modèle avec β(x) similaire, mais avec distension uniforme et ségrégation du magma (modèle 3, fig. 9-28) sont beaucoup plus satisfaisants à cet égard. Dans le modèle 3, t_c = 38 km, mais la subsidence de la croûte océanique, située au large du puits COST-B2 dans ce cas-ci, est indépendante de t_c dans le modèle de ségrégation du magma.

L'anomalie magnétique ainsi que les données de sismique-réflexion et de sismique-réfraction (fig. 9-29) indiquent de toute évidence que la croûte océanique, ou la croûte de type océanique, se prolonge, vers le continent, au-dessous de la plate-forme continentale jusqu'à un point proche du puits COST-B2. Selon certaines interprétations de la ligne 25 de sismique-réflexion (par ex., Schlee et Grow, 1980, fig. 5 de leur ouvrage), et la modélisation des anomalies magnétiques des profils suivant les lignes 2, 6, 10 et 3 de l'USGS (Klitgord et Behrendt, 1979), la partie la plus profonde de la cuvette serait limitée, au large, par la croûte océanique. Ceci est possible, car quand t_c > 35 km, à la fois la subsidence tectonique initiale et la subsidence tectonique finale de la croûte continentale fortement étirée (β > 5) dépassent celles de la croûte océanique normale. S'il est possible de provoquer une distension substantielle de la croûte continentale sans qu'il y ait intrusion de magma basaltique, le modèle prévoit l'existence d'une ride du socle, formant un gradin de 3-5 km à l'aplomb de la transition entre la croûte continentale et la croûte océanique. La figure 9-30 (modèle 1) illustre ce changement dans la profondeur du socle (passage de A à B) lorsque le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma est substitué à celui de distension uniforme pour lequel on observe une variation brusque lors du passage de la croûte continentale étirée à la croûte océanique à une distance de 200 km le long de la coupe. La plus grande probabilité de rencontrer un gradin de ce type existe là où la croûte continentale était épaisse avant d'être étirée, et là où cette croûte est fortement étirée - situation aussi associée aux bassins profonds « en forme de cuillère ». Les régions soulevées de la croûte océanique peuvent être décapitées et obductées sous forme d'ophiolites durant la compression de la marge continentale de divergence et durant les efforts de subduction qui s'exercent sur celle-ci.

Le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma (t_c = 40 km, fig. 9-34) concorde le mieux avec les estimations obtenues par LASE (sismique-réflexion grand angle) de l'épaisseur de la croûte et de la profondeur du Moho (fig. 9-29). Même dans ce modèle, le Moho n'est pas aussi profond que le suggèrent les résultats sismiques; cependant, la croûte océanique sur cette coupe pourrait être plus épaisse que les 6,5 km considérés dans le modèle. Les résultats du modèle sont présentés comme si le magma constituait une plaque au-dessous de la croûte étirée, de façon à mettre en évidence la contribution de ce magma à l'épaisseur totale de la croûte. Un modèle équivalent de distension uniforme prévoit la discontinuité qui suit la ligne interrompue épaisse à la figure 9-34. Cette profondeur est beaucoup trop faible (à comparer la fig. 9-29); ceci nous indique que la ségrégation du magma est un processus important. Dans cet exemple, il est possible de faire intervenir la ségrégation du magma, la grande profondeur du bassin exigeant que la valeur de β soit élevée, mais l'épaisseur sismique de la croûte est trop grande pour convenir aux modèles de distension uniforme.

Ces modèles mettent en relief le caractère fortement concave de la distribution de β, résultat conforme à l'existence d'un bassin profond en forme de cuillère, qui aurait subi une subsidence de plus de 12 km pendant une période de rifting s'étendant sur 50 Ma (fig. 9-28d).

Tous les modèles acceptables prévoient l'existence de sédiments de plate-forme relativement minces, du Crétacé et du Tertiaire. Ceci reflète partiellement la diminution de la subsidence thermique en fonction du temps, mais aussi l'influence surimposée des épais sédiments contemporains du rifting et des sédiments jurassiques, qui se comportent comme une couverture thermique. La subsidence tectonique tardive est réduite comparativement au modèle du bassin « maigre », approximativement en proportion de l'épaisseur des sédiments plus anciens. Les deux modèles de la figure 9-30 présentent les mêmes caractéristiques, excepté la différence des valeurs t_c, mais le modèle contenant le bassin qui dans l'ensemble est le plus profond (modèle 1) indique l'existence d'une séquence de plate-forme post-jurassique, ayant une épaisseur moindre de 500 m à celle du modèle 2, et l'absence de sédiments de plate-forme post-éocènes.

La figure 9-28b illustre aussi la distribution prévue de la température des sédiments, si l'on admet que ceux-ci ont les mêmes propriétés que ceux de la marge Néo-Écossaise. Des indices géochimiques qui nous permettraient de vérifier ces prévisions ne sont pas disponibles; cependant, le gradient thermique actuel calculé dans la plate-forme externe concorde avec les résultats des observations faites dans les puits COST-B2 (Scholle, 1977) et COST-B3 (Scholle, 1980), soit environ 23°C/km, mais dépasse de 15 % les valeurs calculées par Sawyer et al. (1982b). Cette contradiction résulte sans doute du fait que l'on attribue des propriétés thermiques différentes aux sédiments.

Plusieurs facteurs peuvent agir simultanément pour produire la subsidence de la charnière : 1) le soulèvement causé par le flux thermique latéral sur cette marge peut être important, parce que la zone de transition est étroite; 2) le découplage lithosphérique survenu d'un côté à l'autre de l'étroite zone de transition a peut-être empêché le recouvrement en avancée initial produit par la flexure; 3) le relief préexistant, peut-être lié au processus de rifting, mais encore mal compris, a sans doute subi un affaissement avant que ne puisse survenir un recouvrement en retrait; et 4) la distension dépendante de la profondeur a peut-être soulevé la surface. La figure 9-31 montre que du côté continental de la charnière, l'épaisseur des sédiments est inférieure à l'épaisseur prévue, même dans le modèle T_R = 250°C, et que ce sont la subsidence réduite et la configuration d'ensemble des recouvrements en avancée et en retrait qu'il faudrait justifier.

Le flux thermique latéral a pour effet de produire un soulèvement transitoire qui retarde la sédimentation, mais ne réduit pas l'épaisseur finale des sédiments. Dans le cas présent, ceci peut facilement s'expliquer par un retard de

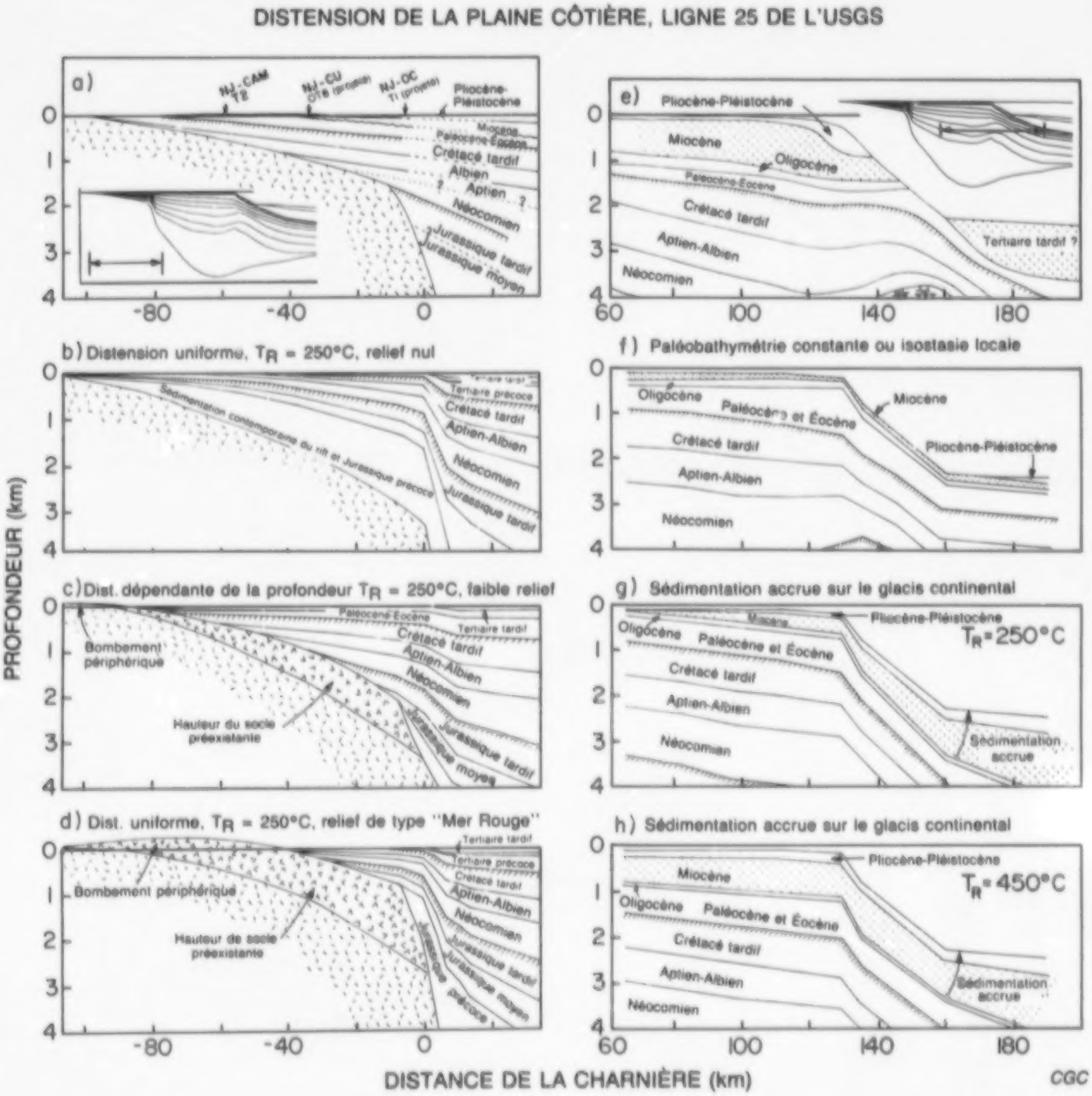


Figure 9-31. Comparaison entre les prévisions du modèle (panneaux b à d, f à h) et les observations (panneaux a et e) le long de la ligne 25 de l'USGS pour les régions de la charnière et de la bordure de la plate-forme continentale. Le schéma inséré dans le panneau a montre la position relative des panneaux a à d par rapport au talus continental et celui du panneau e représente la même relation pour les panneaux e à h. Les panneaux b, c et d montrent les effets relatifs d'un relief préexistant et de la distension dépendante de la profondeur sur la sédimentation du côté continental de la charnière. Les panneaux f, g et h montrent comment une variation du taux de sédimentation sur le glacis continental peut influencer la sédimentation survenant sur la plate-forme externe et le talus continental, en créant un effet de flexure, une fois la subsidence thermique complètement terminée. Ces panneaux montrent qu'une augmentation de la sédimentation sur le glacis continental peut entraîner le développement de faciès sédimentaires sur la plate-forme continentale semblables à ceux produits par une montée du niveau marin. Une description plus détaillée de ce processus est présentée dans le texte.

la phase de recouvrement en avancée jusqu'au Jurassique tardif-Crétacé précoce. Il est possible qu'il y ait eu découplage de la lithosphère continentale et de la lithosphère océanique près de la charnière durant le Jurassique, mais rien ne le prouve. Ce découplage permet d'expliquer le retard du mouvement de flexure du côté continental de la charnière, mais il n'est pas prévu par le modèle thermomécanique, qui indique un refroidissement significatif avant le Jurassique moyen à supérieur. La charnière bien définie et la faible étendue de la plaine côtière dans cette région, comparativement aux secteurs plus au sud, s'expliquent le mieux par le relief préexistant du socle, et en même temps par le soulèvement qui résulte de la distension dépendante de la profondeur, et qui a été nécessairement accompagné d'un affaissement flexural avant que la phase de recouvrement en avancée ne débute. Cette explication tient compte à la fois du caractère progressif du recouvrement en avancée initial, effet qui ne serait pas observé si la surface était initialement horizontale, et de la faible sédimentation.

À la figure 9-31, sont comparés plusieurs de ces effets possibles sur la sédimentation qui a lieu du côté continental de la charnière. Le panneau a montre la coupe observée. Le panneau b montre que dans le cas du modèle de distension uniforme sans relief préexistant, où l'on ne tient pas compte du flux thermique latéral, le recouvrement en avancée a lieu presque immédiatement après l'apparition du rift. Ce modèle prévoit la largeur correcte de la zone affaissée par flexure; par contre la charnière est trop profonde, la plupart des sédiments sont d'âge jurassique, et les sédiments tertiaires très minces. Le panneau d montre que si une hauteur topographique telle que le bouclier d'Arabie, qui borde la mer Rouge, existe du côté continental de la charnière du canyon de Baltimore, le recouvrement en avancée est progressif et retardé jusqu'à ce qu'il y ait une flexure suffisante pour déprimer le relief audessous de la ligne de base de la sédimentation. Toutefois, le biseau sédimentaire est trop petit et le recouvrement en avancée prévu insuffisant, même si le bombement périphérique du socle est érodé. Le panneau c montre l'effet combiné du relief préexistant de faible amplitude (1 km au maximum) et du soulèvement causé par la distension dépendante de la profondeur. Dans ce modèle, la lithosphère située à une profondeur supérieure à 35 km à l'aplomb et au large de la charnière a été étirée d'une quantité infinie, tandis que du côté continental de la charnière, la croûte n'a subi aucune distension. Partout, la distension de la croûte est la même que dans les autres modèles. Les deux effets se combinent pour donner un soulèvement initial très semblable à celui que montre le relief actuel du bouclier d'Arabie. Le soulèvement thermique résultant de la distension dépendante de la profondeur diminue à mesure que se refroidit la marge, donc permet la formation d'un biseau sédimentaire final plus grand que celui du panneau d; ceci concorde beaucoup mieux avec les observations que le modèle du panneau b, où les sédiments sont largement d'âges crétacé et tertiaire.

L'argument le plus convaincant en faveur d'une composante variable du relief préexistant est le fait que la plaine côtière est deux fois plus large entre New York et le Delaware, région où la marge au large de la charnière a des propriétés uniformes et pour laquelle les modèles prévoieraient un recouvrement en avancée uniforme dans le cas contraire. La flexure survenant le long de ce segment est probablement uniforme; le relief préexistant a probablement augmenté au nord. Malheureusement, on ne peut présumer que les modèles ont au départ une surface uniforme.

Watts (1981), utilisant une lithosphère qui se comporte comme une plaque élastique uniforme augmentant d'épaisseur au fur et à mesure de son refroidissement, a suggéré que le recouvrement en avancée progressif sur la plaine côtière était une réponse à l'accroissement de la rigidité flexurale. Cependant, du côté continental de la charnière, la lithosphère conserve ses caractéristiques initiales de flexure, et les résultats de la présente étude indiquent l'existence d'une plaine côtière de largeur presque constante, sauf dans les cas d'un soulèvement thermique ou d'un relief préexistant. Ceci concorde avec les résultats de Watts et al. (1982, fig. 15 de leur ouvrage).

La phase de recouvrement en retrait n'est pas nécessairement une réponse à l'abaissement du niveau marin; elle a aussi lieu lorsque la zone de dépôt maximal du bassin migre en direction du large et lorsque le mouvement de flexure suit son déplacement. Par exemple, tous les modèles de la ligne 25 (fig. 9-28, 9-30) prévoient ce comportement du côté continental de la charnière. Toute marge qui se caractérise par une paléobathymétrie presque constante pendant l'ensemble de son développement subit une phase de recouvrement en retrait après environ 2 constantes du temps de refroidissement lithosphérique et généralement une montée du niveau marin est nécessaire pour empêcher cette phase de recouvrement en retrait. Le recouvrement en retrait survenu entre le Crétacé tardif et le Miocène, qui est caractéristique de nombreuses coupes de la côte Est des États-Unis (Brown et al., 1972), reflète peut-être cette tendance.

On ne peut uniquement attribuer à une montée du niveau marin le phénomène inverse, la phase de recouvrement en avancée et d'aggradation côtière durant l'évolution de la marge. Comme l'indiquent Vail et al. (1977) et Vail et Hardenbol (1979), la sédimentation pourrait être un important indice des variations du niveau marin, mais une flexure résultant de l'accroissement de la sédimentation sur le glacis continental peut donner lieu à la même forme de recouvrement en avancée. La figure 9-31 illustre la façon dont cet effet explique l'existence d'une épaisse séquence sédimentaire du Miocène le long de la ligne 25 (panneau e). Les panneaux f, g et h montrent un élargissement de la plate-forme externe, du talus et du glacis continentaux dans les modèles qui présentent : (f) une paléobathymétrie constante et égale à celle observée de nos jours (comme à la fig. 9-30), dans lequel cas la subsidence thermique et la sédimentation ont pratiquement cessé avant le Tertiaire moyen et on n'y observe aucune séquence épaisse du Miocène; (g) une diminution de 400-500 m de la paléobathymétrie sur le glacis continental durant le Miocène et le Plio-Pléistocène (T_R = 250°C); et (h) la même diminution de la paléobathymétrie que dans (g), mais avec T_R = 450°C.

Le panneau f montre que dans le cas d'une paléobathymétrie constante, ou dans le cas équivalent d'un modèle à compensation isostatique locale, il est nécessaire qu'il y ait une montée du niveau marin pour que se dépose une séquence épaisse du Miocène sur cette ancienne marge de divergence. Cependant, les panneaux g et h montrent qu'une augmentation des apports sédimentaires, qui initialement se sont accumulés au-delà de la plate-forme, sur le glacis continental, peut provoquer un affaissement par

flexure de la plate-forme et y permettre aussi une sédimentation accrue. La force du lien unissant la flexure du glacis et la flexure de la plate-forme continentale augmente en fonction de T_R et de l'âge de la marge. Même dans le cas où $T_R = 250°C$, elle peut être élevée.

D'après l'interprétation de la ligne sismique 25 et d'autres lignes, il semblerait que les sédiments du Tertiaire supérieur déposés sur le glacis continental de la côte Est des États-Unis soient épais (> 2km), et que, par conséquent, ils pourraient avoir favorisé, au même moment, une sédimentation accrue sur la plate-forme, de l'ordre de grandeur observé dans le modèle où $T_R = 450°C$. Ces résultats ne démontrent pas que l'épaisse séquence du Miocène et le recouvrement en avancée associé soient simplement le résultat d'une flexure, mais indiquent que l'accroissement du taux de sédimentation sur le glacis continental a le même effet sur la sédimentation de la plate-forme, qu'une montée du niveau marin. Il est important de considérer dans sa totalité la distribution des sédiments, avant de tirer des conclusions sur les effets d'une montée du niveau marin.

Dépression des Carolines — ligne 32 de l'USGS

Au large de la Caroline du Nord et de la Caroline du Sud, la dépression des Carolines et son prolongement vers les terres, c'est-à-dire la plate-forme et la plaine côtière des Carolines, a une structure linéaire uniforme sur toute sa longueur de 450 km (Grow et Markl, 1977; Klitgord et Behrendt, 1979; Klitgord et Grow, 1980; Dillon et al., 1983). La ligne sismique multicanal 32 de l'USGS (Dillon et al., 1983; Hutchinson et al., 1983) se trouve près de l'extrémité sud de cette dépression à proximité de la dorsale externe Blake, région de sédimentation post-oligocène qui couvre partiellement l'extrémité sud de la dépression (Bryan, 1970). Cette dépression se termine au sud dans la zone de fracture de l'éperon Blake; aucune autre grande zone de fracture ne cause de rejets de la structure sur la longueur de cette dernière (Klitgord et Behrendt, 1979).

En comparant les coupes de la marge en plusieurs endroits de la dépression (Klitgord et Grow, 1980; Dillon et al., 1983; Hutchinson et al, 1983), il apparaît que pendant le Mésozoïque, l'évolution de cette marge a été similaire en tous ces endroits et que le profil suivant la ligne 32 (fig. 9-32a) ne diffère de celui des autres lignes sismiques que par sa couverture de sédiments récents.

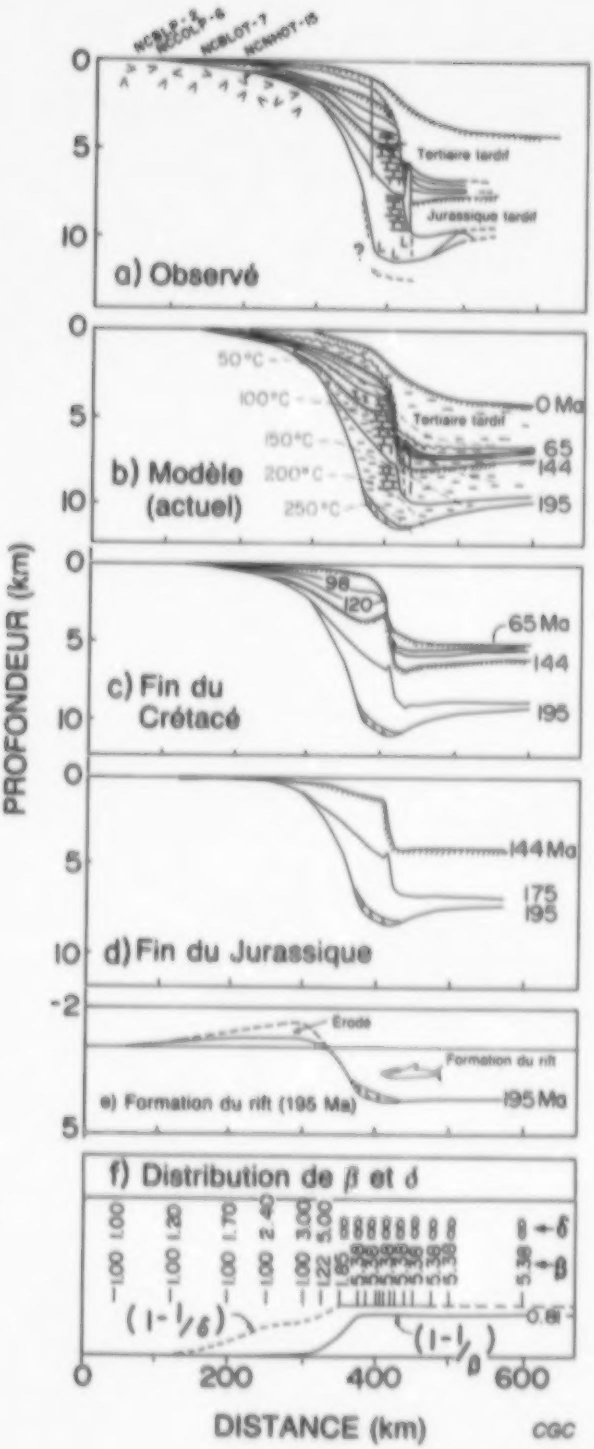
On estime que la partie la plus profonde de la dépression, qui a 60 à 80 km de large, contient du sel, en raison de l'existence de diapirs formant une chaîne linéaire au large de la bordure de la plate-forme jurassique (Dillon et al., 1983). Le long de la ligne 32, il est possible de suivre le socle peu incliné, en direction de la mer, de la plate-forme jusqu'à la position supposée des accumulations de sel, où un puissant réflecteur, situé à une profondeur de 11-12 km, marque peut-être le sommet de ces accumulations. Il existe des réflecteurs à plus grande profondeur dans la dépression, mais il est difficile d'en donner une interprétation sûre. Il n'est pas possible de suivre le socle dans la subsurface de la paléoplate-forme et du talus continentaux (fig. 9-32a, Hutchinson et al., 1983, fig. 4), mais il est possible de suivre le socle océanique en direction des terres jusqu'à une position proche d'un diapir proéminent, où sa profondeur est également de 11-12 km. Il est peu probable que le socle soit beaucoup plus profond que 12 km dans la région où il ne peut être repéré.

Un paléotalus, sans doute formé de sédiments tronqués du Jurassique et du Crétacé, apparaît clairement dans la subsurface du talus continental actuel. Cette interprétation est confirmée par l'étude des lignes situées plus au nord. La bordure actuelle de la plate-forme a de toute évidence reculé sur plus de 100 km par rapport à sa position initiale. Les auteurs acceptent l'interprétation de Hutchinson et al. (1983), selon laquelle la bordure de la plate-forme du Jurassique et du Crétacé précoce aurait été un banc ou récif carbonaté, ce qui expliquerait partiellement la pente raide du paléotalus, qui est maintenant de 16°. Il convient de comparer cette pente à la pente actuelle de 9° qui caractérise l'escarpement de Blake au sud. Durant le Crétacé tardif et le Tertiaire précoce, les sédiments clastiques ont progradé sur l'ensemble de la plate-forme et recouvert le talus et le glacis continentaux. La validité de cette interprétation sera peut-être prouvée après une identification correcte des réflecteurs J_1, β et A" dans la subsurface du talus et du glacis continentaux actuels (Klitgord et Grow, 1980). La discordance du Tertiaire moyen (A") (Tucholke et Mountain, 1979) représente sans doute un épisode d'érosion de grande envergure, de l'Éocène tardif au Miocène, qui a peut-être causé la troncature de la plate-forme jurassique-crétacée et qui s'étend sur la majeure partie de la coupe (fig. 9-32a). L'épaisse couche sus-jacente de sédiments post-oligocènes constitue le flanc nord de la dorsale externe Blake déjà mentionnée, qui est beaucoup plus mince au nord et permet une interprétation plus claire de la séquence mésozoïque sous-jacente.

Il existe sur toute la longueur de la dépression des Carolines des failles synsédimentaires (fig. 9-32a). Ces failles résulteraient du retrait du sel dans la subsurface de la paléoplate-forme (Dillon et al., 1983), mais en l'absence de puits extracôtiers, il est impossible de confirmer cette interprétation. Les puits forés sur la côte, le long de la projection de la ligne 32 (par ex. NCNHOT15, Brown et al., 1972) sont peu profonds ($\leq$ 500 m), mais permettent de confirmer le recouvrement en avancée sur la plaine côtière survenu à l'Aptien-Albien, à l'arche de Cape Fear. Ils sont situés sur la plate-forme, à 40 km de l'extrémité continentale de la ligne 32. Le puits Esso Hatteras Light No. 1, situé à 250 km au nord de la ligne 32, a traversé le socle à la profondeur de 3 km, et indique un recouvrement en avancée du Crétacé précoce (Brown et al., 1972). À sa position projetée (à environ 250 km, fig. 9-32a), il n'existe que 1 km de sédiments au-dessus de la discordance de rupture, ce qui démontre l'influence de l'arche de Cape Fear sur la diminution d'épaisseur des sédiments de la plate-forme et de la plaine côtière.

Dans la subsurface de la marge, la structure de la croûte n'est pas connue. Hutchinson et al. (1983) ont résumé les données relatives à l'épaisseur de la croûte dans la subsurface de la plaine côtière et suggéré l'existence de variations d'épaisseur de la croûte, d'après un modèle gravimétrique de compensation locale. Dans la présente modélisation, les auteurs ont été guidés par la ressemblance entre la structure de la dépression des Carolines et la structure de la plate-forme de LaHave, et par l'étude d'Hutchinson et al. (1983).

Dans le contexte de la modélisation, les caractéristiques de la ligne 32 qu'il convient d'expliquer sont les suivantes :



1) s'il est possible d'expliquer la stratigraphie telle qu'interprétée, par la subsidence d'un modèle d'étirement;
2) la forme du profil d'étirement;
3) le degré de troncature du paléotalus;
4) les limites possibles relatives à la quantité de sédiments que l'érosion doit enlever pour produire la discordance A";
5) l'effet du retrait de sel sur la stratigraphie de la marge; et
6) l'origine du recouvrement en avancée progressif de la plate-forme des Carolines.

Dans le modèle de distension dépendante de la profondeur (fig. 9-32 et 9-34), qui utilise l'ensemble standard de valeurs paramétriques (tableaux 9-1 et 9-5), l'étirement

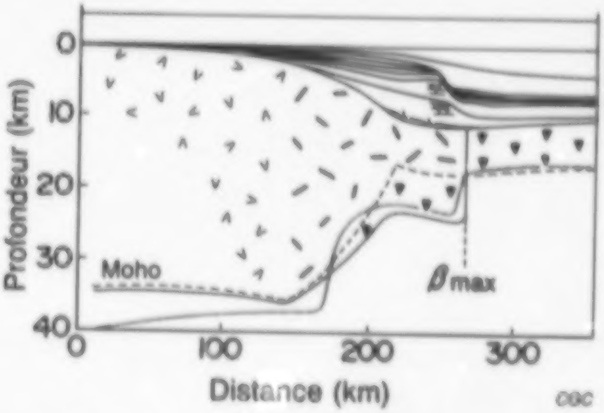


Figure 9-33. Autre interprétation des résultats du modèle (trait noir continu), apparaissant à la figure 9-34d (trait interrompu), comparés au profil hypothétique déduit des observations. Le trait rouge représente les observations faites par Hutchinson et al. (1983). Selon cette interprétation, la région continentale, près de la limite avec la croûte océanique, serait constituée de magma basaltique (triangles pleins inversés) formant une plaque au-dessous d'une croûte continentale. La symbolisation est la même qu'à la figure 9-5.

Figure 9-32. Comparaison des résultats du modèle 3 (panneaux b, c, d et e) avec les observations (panneau a), pour la ligne 32 de l'USGS dans la dépression des Carolines. Les coupes du modèle montrent la stratigraphie et la position du banc carbonaté à l'époque actuelle, à la fin du Crétacé, à la fin du Jurassique et à la fin de la période de rifting (195 Ma). Le panneau b montre la distribution calculée des températures. Le panneau f montre les distributions de β et δ et l'amincissement correspondant, crustal et subcrustal, de la lithosphère, (1-1/β) et (1-1/δ) respectivement. On a employé un modèle de distension dépendante de la profondeur, utilisant des valeurs paramétriques standard. Excepté dans la région du banc carbonaté, les sédiments se composent de grès et de shales. Les horizons hachurés correspondent à la toute fin du Jurassique, à la toute fin du Crétacé et à l'Holocène.

subcrustal s'étend sur environ 200 km de plus vers l'intérieur des terres que l'étirement crustal (fig. 9-32f). Les profils de β et δ présentent tous deux une configuration simple.

Le socle sous-jacent à la séquence sédimentaire de la plate-forme des Carolines a été soulevé pendant le rifting de 900 m au maximum. En théorie, l'érosion réduit rapidement le relief maximal jusqu'à 400 m (fig. 9-32e), donc crée partiellement l'espace nécessaire à l'accumulation des sédiments vers l'intérieur des terres jusqu'à la limite de la zone d'étirement crustal. Le recouvrement en avancée sur le socle érodé, au Jurassique-Crétacé, est reproduit avec précision par ce modèle (à comparer les panneaux c, d et e au panneau a de la figure 9-32), comme l'effet combiné de la subsidence thermique et de la flexure, sans qu'il y ait nécessairement de variations du niveau marin. Comme dans d'autres cas, les modèles de distension uniforme ne réussissent pas à reproduire le recouvrement en avancée progressif. Le modèle est intermédiaire entre celui du bassin Néo-Écossais et celui de la plate-forme de LaHave et probablement plus réaliste que ces modèles, puisque la croûte soulevée est partiellement érodée (fig. 9-32e). On pourrait modéliser des membres extrêmes acceptables, sans aucune érosion ou avec érosion totale du socle soulevé. Ces modèles présenteraient des profils de β et δ modifiés dans la subsurface de la plate-forme, comparativement au modèle présenté. Par exemple, dans le cas d'un modèle d'érosion moindre, l'étirement crustal devrait s'étendre plus loin à l'intérieur du continent et aurait un style β convexe.

La distribution des valeurs de β du modèle répond à l'approfondissement du bassin au large de la position de 300 km (fig. 9-32a) et à la profondeur de 11 à 12 km dans la dépression. Les modèles de distension uniforme ou de distension dépendante de la profondeur ne peuvent fournir une profondeur suffisante, avec les valeurs paramétriques standard, que si la croûte située sous l'accumulation sédimentaire de la dépression est une croûte océanique ou une croûte continentale amincie d'épaisseur équivalente. En conséquence, la zone de transition crustale prévue est étroite, n'ayant que 75 km de large (fig. 9-34). Le style β convexe qu'adopte l'étirement dans la région de transition résulte directement de la configuration du profil du socle, une caractéristique qui est déjà bien déterminée.

La méthode du paléoprofil, qui consiste à ajouter des sédiments, a été employée en s'assurant que la stratigraphie du modèle était conforme à la coupe interprétée (fig. 9-32a; Hutchinson et al., 1983). Est-il possible d'obtenir une paléobathymétrie réaliste et une configuration correcte du biseau d'aggradation côtière, tout en reproduisant quand même la stratigraphie finale ? Le modèle reproduit certainement la stratigraphie actuelle. Son évolution antérieure suggère l'interprétation suivante. La plate-forme externe était un banc carbonaté du Jurassique moyen jusqu'à la fin du Néocomien (environ), ce qui expliquerait

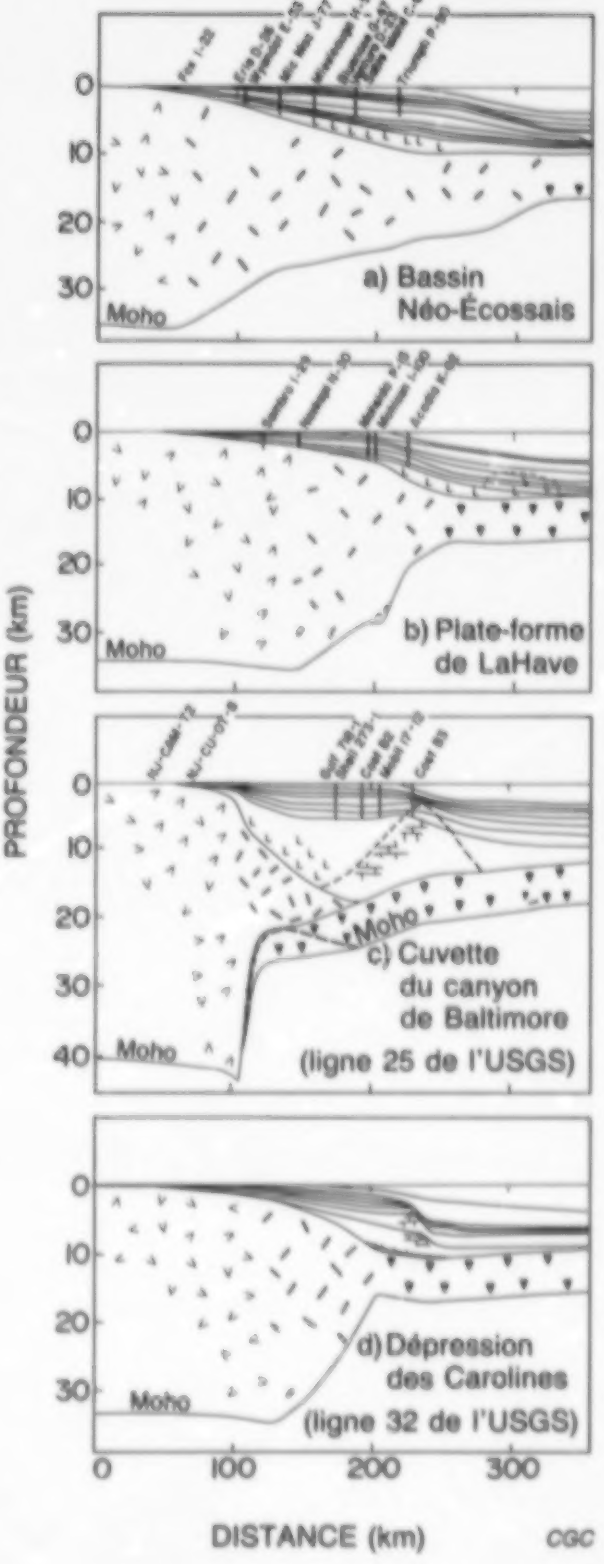


Figure 9-34. Comparaison des résultats, à l'échelle de la croûte terrestre, de quatre coupes modélisées en détail. On observe une variation considérable dans le style de ces coupes, qui résulte probablement des différences présentées par les profils d'étirement et par la sédimentation (pour plus de détails, se référer au texte). La symbolisation est la même qu'à la figure 9-5.

Tableau 9-3. Conductivités thermiques de la matrice, et valeurs de production thermique relatives à 32 échantillons de roches sédimentaires provenant de la plate-forme Néo-Écossaise.

Description de l'échantillon Formation, puits et profondeur d'échantillonnage (m)		K (W/m°K)	ρ (g/cm^3) ou (Mg/m^3)	Production thermique ($\mu W/m^3$)	Th/U
BANQUEREAU :					
Sachem D-76	(1236)	3,19	2,39	0,34	1,87
Citnalta I-59	(1231)	2,82	2,08	0,82	2,32
Oneida O-25	(1196)	2,04	2,05	0,68	1,39
Cohasset D-42	(595)	1,90	2,61	1,28	0,85
Moyennes		2,48 ±0,6			1,61
DAWSON CANYON :					
Adventure F-80	(831)	1,05	2,06	1,04	4,58
Citnalta I-59	(1950)	1,32	2,18	0,92	3,60
Cohasset D-42	(1227)	1,82	2,17	0,87	2,66
Oneida O-25	(1417)	2,27	2,39	0,84	2,79
Moyennes		1,62 ±0,5			3,40
LOGAN CANYON :					
Adventure F-80	(1020)	1,78	2,50	1,14	2,04
Intrepid L-80	(2381)	1,71	2,43	1,32	3,92
Citnalta I-59	(1930)	1,87	2,32	1,02	3,51
Primrose F-41	(1804)	1,98	2,36	0,70	2,19
Moyennes		1,84 ±0,1			2,92
MISSISAUGA :					
Intrepid L-80	(3457)	1,72	2,53	1,38	4,31
Citnalta I-59	(3507)	1,94	2,38	1,48	4,12
Demascota G-32	(2632)	2,55	2,56	0,72	4,26
Cohasset D-42	(2940)	2,58	2,42	0,79	4,37
Moyennes		2,20 ±0,4			4,27
MIC MAC :					
Intrepid L-80	(4108)	1,45	2,53	1,80	4,17
Citnalta I-59	(4338)	1,57	2,46	1,84	4,07
Naskapi N-30	(1731)	1,98	2,78	1,35	4,05
Bluenose G-47	(4363)	1,64	2,70	1,45	3,90
Moyennes		1,65 ±0,2			4,05
VERRILL CANYON :					
Demascota G-32	(3406)	1,02	2,70	1,80	4,57
Marmora C-34	(3998)	1,86	2,62	1,54	4,09
Eagle D-21	(4659)	1,81	2,63	1,65	3,82
Oneida O-25	(3833)	1,43	2,40	1,58	4,69
Moyennes		1,53 ±0,4			4,20
ABENAKI :					
Intrepid L-80	(2970)	2,15	2,45	0,30	1,02
Citnalta I-59	(4698)	1,35	2,30	0,52	3,79
Demascota G-32	(3708)	1,08	2,43	0,64	2,86
Cohasset D-42	(3633)	1,90	2,46	0,50	2,48
Moyennes		1,62 ±0,5			2,54
MOHICAN :					
Heron* H-73	(2672)	1,76	2,45	0,17	1,59
Mohican I-100	(3809)	1,87	2,47	0,95	3,80
Naskapi N-30	(2141)	2,06	2,44	0,92	4,66
Oneida O-25	(4124)	1,39	2,61	1,52	4,85
Moyennes		1,77 ±0,3			3,73

Valeur moyenne de K pour l'ensemble des formations : 1,84 ± 0,5 W/m°K

Remarques : Les chiffres entre parenthèses sont les profondeurs d'échantillonnage en mètres. Occasionnellement, ont été combinés des échantillons recueillis sur un intervalle de 200 à 300 m. Dans ce cas, la profondeur moyenne est indiquée. ρ est la masse volumique de l'échantillon humide. La production thermique est la valeur pour une porosité nulle.

*Le puits Heron est situé sur les Grands Bancs.

Tableau 9-4. Estimation des constantes de réaction d'après Mackenzie et McKenzie (1983).

Réaction	E (kJ/mol)	A(/s)	γ
Isomérisation du stérane en C_{20}	91	k_2 = 0,007 k_1 = 0,006	1,174
Isomérisation du hopane en C_{22}	91	k_2 = 0,025 k_1 = 0,016	1,564
Aromatisation des hydrocarbures stéroïdes	200	k = 1,8 × 10^{14}	

E = énergie d'activation; A = facteur de fréquence; k_1 = coefficient de la vitesse de réaction rétrograde; k_2 = coefficient de la vitesse de réaction prograde; $\gamma = k_2/k_1$.

la forte pente du paléotalus (fig. 9-32c, d) et le pendage inverse des réflecteurs, vers les terres, sur la paléoplate-forme externe. Les carbonates peuvent constituer un banc fortement incliné, et la différence de compaction entre les carbonates et les roches clastiques environnantes a créé le pendage inverse (voir la fig. 9-15). À remarquer que ce pendage inverse se termine au-dessus des roches carbonatées à la figure 9-32a, b. À la fin du Crétacé, la bordure de la plate-forme et le talus continentaux modélisés avaient la même configuration que le plateau actuel de Blake-Bahama, près de l'escarpement de Blake.

Vers la fin du Crétacé, les sédiments clastiques avaient progradé sur toute l'étendue de la plate-forme modélisée, s'étaient accumulés au-delà de sa bordure et avaient commencé à se déposer à la base du talus fortement incliné. Ne sachant pas combien de sédiments ont été ajoutés, de cette époque jusqu'à l'épisode d'érosion qui a créé le réflecteur A_u, les auteurs ont modélisé les membres extrêmes de distribution sédimentaire, pour déterminer quels effets pourraient subsister. Le principal effet d'un remplissage

Tableau 9-5. Valeurs des paramètres et des propriétés physiques relatives aux couches sédimentaires des modèles.

	Grès	Shale	Calcaire	Sel
Masse volumique de la matrice (ρ_{sg}) kg/m³	2 650	2 700	2 710	2 160
Constante de compaction(h) (/m)	360	650	160	∝
Porosité de surface(Φ_o) (%)	62	60	24	0
Conductivité thermique(K) Beaumont et al. (1982a)				
W/(m·°C)	4,184	1,883	2,929	5,858
cal/(cm·s·°C)	10 × 10^{-3}	4,5 × 10^{-3}	7 × 10^{-3}	14 × 10^{-3}
Modèle A				
W/(m·°C)	2,761	1,255	1,925	5,858
cal/(cm·s·°C)	6,6 × 10^{-3}	3,0 × 10^{-3}	4,6 × 10^{-3}	14 × 10^{-3}
Modèle B				
W/(m·°C)	2,552	1,130	1,757	5,858
cal/(cm·s·°C)	6,1 × 10^{-3}	2,7 × 10^{-3}	4,2 × 10^{-3}	14 × 10^{-3}
Chaleur massique(c)				
J/(kg·°C)	1 088	837	1 004	854
cal/(g·°C)	0,26	0,20	0,24	0,204
Production radiogénique de chaleur (A)				
(μW/m³)	0,8368	1,046	0,8368	0
cal/(cm³·s)	2 × 10^{-13}	2,5 × 10^{-13}	2,0 × 10^{-13}	0

significatif, par exemple jusqu'à un niveau paléobathymétrique semblable à celui du bassin Néo-Écossais actuel, est la forte compaction des sédiments sous-jacents et l'augmentation de leur état de maturation thermique. Il serait nécessaire d'effectuer un sondage pour vérifier cette prévision. Les résultats de la modélisation suggèrent certainement que l'interprétation du réflecteur, étant une discordance, est conforme à l'existence d'un cycle tertiaire de sédimentation - érosion - sédimentation. Cependant, il aurait fallu que des processus d'érosion s'exercent sur la plate-forme, le talus et le glacis continentaux.

D'autres modèles, dans lesquels l'épisode d'érosion entaille un talus jurassique-crétacé beaucoup moins raide, prévoient l'existence d'horizons stratigraphiques tronqués par l'horizon A_u au voisinage du diapir. De tels réflecteurs tronqués n'apparaissent pas le long de la ligne 32 ni sur aucune autre ligne de la dépression des Carolines; il est par conséquent improbable que l'épisode d'érosion qui a créé A_u ait aussi modifié le paléotalus anciennement peu incliné, en lui donnant sa pente actuelle raide. L'augmentation de la pente du banc carbonaté, de 9° à 15° environ, par un épisode d'érosion est toutefois possible.

Les sédiments situés au-dessus de la discordance A^u sont sans doute d'âge miocène ou plus récent. Les résultats donnés par le modèle suggèrent que, comme dans le cas de la cuvette du canyon de Baltimore, il y a eu peu de place pour une sédimentation de plate-forme à un stade aussi avancé d'évolution de la marge. De toute évidence, une composante de couplage flexural, permettant à la charge exercée par l'épais prisme du talus et du glacis continentaux de déprimer la plate-forme, peut s'avérer nécessaire. Les modèles dans lesquels la région élastique de la lithosphère se situe, entre les isothermes de 0° et 250°C, ne procurent pas un couplage suffisant à ce stade, parce que dans la subsurface de la dépression, la température de la lithosphère est supérieure à 250°C (fig. 9-32b). En admettant que la région élastique se situe entre les isothermes de 200° et 450°C, le couplage est rétabli et le modèle donne un degré de flexure suffisant. Ce choix d'isothermes n'est pas unique, mais suggère que le noyau élastique est plus profond que ne le suggère l'interprétation littérale de T_R = 250°C.

Le modèle prévoit l'existence d'une plate-forme externe, au Jurassique et au Crétacé précoce, d'environ 800 m de profondeur, valeur probablement trop élevée pour concorder avec le développement d'un banc ou récif carbonaté. La profondeur apparemment excessive s'explique par le retrait du sel dans cette région. Si le sel avait disparu durant le Crétacé, les horizons stratigraphiques plus anciens que la fin du Crétacé s'approfondiraient et des failles syngénétiques (Dillon et al., 1983) apparaîtraient. Les modèles qui reproduisent la stratigraphie actuelle reproduisent aussi la position des horizons par suite du retrait du sel. Il est par conséquent possible d'utiliser la différence entre la paléobathymétrie modélisée de la plate-forme et celle considérée comme raisonnable, pour estimer l'époque du retrait et le volume de sel retiré. Les résultats suggèrent fortement un retrait continu au moins jusqu'à la fin du Crétacé. Le total cumulatif, soit 75 km^3 par km de longueur perpendiculairement à la coupe de la ligne 32, est 5 fois plus important que l'estimation de Dillon et al. (1983). Selon leur estimation, 4 400 km^3 auraient été retirés et 4 100 km^3 introduits sous forme de dômes de sel. Cette estimation est cependant basée sur une moyenne calculée sur la longueur de la dépression des Carolines et ne tient pas compte de la concentration élevée de diapirs près de la ligne 32. Il est difficile de dire si les deux résultats sont compatibles, étant donné que Dillon et al. considèrent leur estimation comme une limite inférieure, et que celle présentée ici est une limite supérieure. L'estimation des auteurs correspond à une couche de 900 m d'épaisseur sur toute la largeur de la dépression, qui est de 80 km.

La coupe transversale de la croûte (fig. 9-34) telle que calculée d'après le modèle dépendant de la profondeur (fig. 9-32a) ne concorde pas avec celle proposée par Hutchinson et al. (1983) à la figure 9-33, de même que l'anomalie gravimétrique modélisée ne concorde pas avec l'anomalie observée. La position du principal amincissement concorde avec la position indiquée par Hutchinson et al. (1983), mais leur région de la « croûte de la phase du rift », relativement épaisse au-dessous de la dépression, n'est pas prévue par notre modèle. Un modèle de distension uniforme ou de distension dépendante de la profondeur ne peut créer une subsidence suffisante dans cette région, si la croûte correspondait à la norme et est demeurée aussi épaisse que le proposent Hutchinson et al. (1983). Il est possible de réconcilier les deux modèles à condition d'inclure la ségrégation du magma. Si la croûte dans la subsurface de la dépression (fig. 9-33) est interprétée comme étant le continent étiré ($\beta \sim 5$) sous lequel a été mis en place des produits de ségrégation magmatique sous forme d'une « plaque » sous-jacente ou d'intrusions à la base de la croûte, selon une quantité proportionnelle à β, le Moho occupe alors une position qui correspond à celle prévue par Hutchinson et al. (1983). Il est possible d'interpréter le palier que présente le Moho au large de la dépression, palier désigné par β_{max}, comme le lieu où la croûte étirée s'est fracturée permettant la formation de la croûte océanique. Comme l'ont démontré Hutchinson et al. (1983), cette interprétation permet de prévoir correctement la position de l'anomalie magnétique de la côte Est. Selon le présent modèle, la région où s'observe au-dessous de la croûte la « plaque de produits magmatiques », ne contribue pas à l'anomalie, parce que sa température dépasse 350°C. La subsidence de la dépression, là où cette dernière recouvre cette sous-plaque de magma, ne diffère pas de façon importante de celle qu'indique le modèle dépendant de la profondeur équivalent, parce que la subsidence est largement indépendante de β si ce dernier est $\geq$ 5. L'anomalie gravimétrique du modèle de ségrégation du magma concorde beaucoup mieux avec les observations que le modèle dépendant de la profondeur, même si la faible anomalie négative observée au-dessus de la plate-forme, qui résulte sans doute de la présence de sédiments de faible densité déposés dans un graben (Hutchinson et al., 1983, fig. 8), n'est pas reproduite.

Discussion et synthèse

Une comparaison des résultats donnés par les modèles pour les quatre coupes de l'Est de l'Amérique du Nord (fig. 9-34) met en évidence la diversité des styles, même dans le cas des marges simples caractérisées par une diminution régulière de l'épaisseur crustale d'un côté à l'autre de la zone de transition. Cette diversité peut être expliquée dans le contexte des modèles d'étirement de la lithosphère. Les modèles couvrent toutes les observations connues de

premier ordre faites sur ces coupes, et quelques-unes des propriétés de second ordre. Des variations d'épaisseur de la croûte n'ayant pas été déterminées dans la dépression des Carolines ou sur la plate-forme de LaHave, il reste à mettre ces modèles à l'épreuve. Les résultats obtenus pour le bassin Néo-Écossais et la cuvette du canyon de Baltimore concordent avec les observations, à condition que soient admises des divergences raisonnables par rapport au modèle supposant l'existence d'une croûte uniformément épaisse, avant l'apparition d'un rift.

Il est possible d'attribuer les variations de style, observées à la figure 9-34, principalement à des variations de ß à travers la zone de transition, et à des variations de la sédimentation. Excepté quelques petits détails, les modèles semblent se situer dans la gamme des variations prévues par les modèles archétypes (fig. 9-13, 9-21).

Le bassin Néo-Écossais montre une transition crustale relativement large, de type ß linéaire, sur laquelle a eu lieu une sédimentation modérée; mais à l'emplacement de cette transition, la bordure de la plate-forme n'a fait qu'avancer sur une croûte amincie jusqu'à environ un tiers de son épaisseur originelle. Il est par conséquent de type intermédiaire par rapport aux archétypes des figures 9-17 et 9-18.

La plate-forme de LaHave peut être interprétée soit comme un modèle ß linéaire caractérisé par une étroite région de transition, soit comme un modèle ß convexe caractérisé par une région transitionnelle de même largeur que le bassin Néo-Écossais. Elle contient beaucoup moins de sédiments que le bassin Néo-Écossais ou le canyon de Baltimore, et la bordure de la plate-forme a progradé sur une croûte amincie jusqu'à la moitié de son épaisseur originelle. Par conséquent, elle est semblable à la coupe de la figure 9-20.

Par contre, la coupe du canyon de Baltimore montre une étroite région transitionnelle et peut être interprétée comme un type ß concave ou ß linéaire, selon que la croûte recouverte par les sédiments les plus épais a vraiment un caractère océanique ou est plutôt une croûte fortement étirée, tel qu'il a été mentionné précédemment. Même si la plate-forme n'a pas davantage progradé en distance absolue que celle du bassin Néo-Écossais, il existe une épaisse « cuillère » sédimentaire et la bordure de la plate-forme recouvre la croûte qui, au plus, atteint un quart de son épaisseur originelle. Par conséquent, la coupe du canyon de Baltimore est intermédiaire entre les coupes des figures 9-14 et 9-15.

La coupe de la dépression des Carolines est semblable à celle de la plate-forme de LaHave, excepté que l'accore a avancé un peu plus loin. Cette coupe était probablement très semblable à celle de LaHave, jusqu'à l'époque où, selon les interprétations, s'est produit une importante phase de sédimentation représentée par la séquence du Tertiaire supérieur. Les sédiments additionnels ont progradé sur une croûte plus mince et, par conséquent, ont commencé à créer une légère dépression. La coupe est ainsi intermédiaire entre celles des figures 9-20 et 9-21.

Comment les autres marges s'insèrent-elles dans ce schéma de classification ? Par exemple, les coupes de la figure 9-5 suggèrent les interprétations suivantes. Les Grands Bancs méridionaux représentent une marge faiblement alimentée en sédiments, caractérisée par une étroite zone de transition, comme les marges transformantes habituelles. La distribution de ß est très semblable à celle du canyon de Baltimore et, si la bordure de la plate-forme progradait de 100 km de plus, apparaitrait un bassin similaire, profond et en forme de cuillère. La coupe du Labrador est à de nombreux égards une version plus étroite du bassin Néo-Écossais. Une distribution ß linéaire, où la bordure de la plate-forme aurait progradé jusqu'à ce que ß = 3, permettrait de reproduire les principales caractéristiques de cette coupe. La coupe du bassin Orphan suggère l'existence d'une large zone de transition ß linéaire, où l'amincissement ne s'est pas complètement effectué. À la place, subsiste un morceau de croûte moins amincie dans la subsurface du dôme Orphan et la transition à la croûte océanique s'effectue à l'est de ce dernier. Il est possible que le bassin Orphan ait été soumis à deux épisodes distincts présentant des directions d'étirement presque orthogonales, et que la distribution de ß non monotone soit le résultat de leur superposition (voir le chapitre 2).

Les modèles présentent tous une valeur basse de T_R (250°C) ou, ce qui revient au même, un noyau de 250°C, indiquant que la lithosphère de la subsurface de ces marges offre peu de résistance à la flexure. Ce résultat est basé sur les faibles amplitudes des composantes flexurales des anomalies gravimétriques observées et sur la présence de petites charnières. La faible résistance de la lithosphère s'explique en partie par son amincissement durant la phase de distension. L'interprétation de T_R comme étant la profondeur à laquelle les roches lithosphériques deviennent peu résistantes et peuvent fluer pendant un intervalle de temps géologique compris entre 10 et 100 Ma, n'est apparemment pas conciliable avec les résultats des expériences conduites en laboratoire (résumés par Kirby, 1980); mais elle suggère que le fluage se produit à des températures d'environ 750°C ou plus. La plus grande résistance de la lithosphère à la flexion, dans la subsurface des bassins d'avant-pays (Beaumont, 1981; Karner et Watts, 1982; Quinlan et Beaumont 1984), démontre aussi que le fluage ne peut pas survenir à des températures aussi basses que 250°C. Beaumont et al. (1982a) ont suggéré d'interpréter le rapport T_R (gradient géothermique) comme l'épaisseur du noyau élastique de la lithosphère, c'est-à-dire de la zone sous-jacente à la zone de rupture cassante et sus-jacente à la région de fluage. Si la région supérieure de la croûte est considérée comme dépourvue de résistance, par suite de la formation de failles durant son étirement, la région élastique de la lithosphère doit se trouver probablement au-dessous de cette zone supérieure et la valeur de T_R doit être augmentée de sorte que l'épaisseur de la région élastique soit conservée. Dans cette région, la profondeur de T_R à partir de la base des sédiments est au mieux interprétée comme l'épaisseur effective de la portion élastique de la lithosphère, et la valeur absolue de T_R a moins d'importance.

Le seul argument direct en faveur de cette interprétation de T_R déduite de la modélisation vient des résultats de l'étude de la dépression des Carolines et peut-être de la cuvette du canyon de Baltimore, pour lesquelles les modèles utilisant T_R = 250°C ont donné des résultats moins concluants que les modèles comportant un épais noyau élastique à 250°C, mais enfoui plus profondément.

Les modèles ont un impact considérable sur l'étude de la subsidence et de l'évolution thermique des sédiments contemporains du rifting et postérieurs. Il est difficile de donner autant de précisions sur l'évolution des sédiments antérieurs à la phase de rifting qui sont largement

nus. Les sédiments situés sous une charnière flexurale restent intacts à moins, comme c'est souvent le cas, qu'il n'y ait un soulèvement et une érosion antérieurs à la phase de rifting ou contemporains de celle-ci. Les sédiments couvrant les régions de distension crustale se conservent sur les parties affaissées des blocs produits par la rupture cassante des régions supérieures de la croûte. Si β est petit et δ grand, le système de blocs faillés peut être soulevé et érodé. Si $\beta \geq 1{,}60$, la surface s'affaisse, quel que soit le comportement simultané de δ, à condition que la lithosphère qui subit la distension ait un caractère typique (voir la fig. 9-23). Cette interprétation simple signifie que les sédiments antérieurs au rifting sont actuellement conservés dans les marges matures, là où l'épaisseur moyenne des sédiments sus-jacents est ≥ 4 km.

La classification des marges selon leur style est une étape utile et peut-être nécessaire, si l'on veut expliquer les variations de style. Celles-ci sont-elles la conséquence d'une structure lithosphérique héritée ou des conditions thermiques, ou reflètent-elles l'alternance, le long de leur direction, d'un rifting actif et passif ? Les variations de style présentent-elles une corrélation avec la position des points chauds durant le rifting ? Les variations de style se produisent-elles soudainement sur les prolongements des failles transformantes océaniques, ou sont-elle plus diffuses ? Dans quelle mesure les variations de style des marges conjuguées sont-elles comparables ? Y a-t-il une différence dans la façon dont les marges de différents styles réagissent à la collision avec le continent ? Le modèle thermomécanique est utile, parce qu'il nous aide à reconnaître ces variations de style.

MODÈLES AMÉLIORÉS DU RIFTING

Limitations des modèles cinématiques simples

Bien que les modèles présentés dans la section précédente puissent reproduire la majeure partie des grandes structures des marges étudiées, un certain nombre de problèmes subsistent, en particulier dans le cas des modèles cinématiques d'étirement. Parmi les problèmes les plus sérieux, on peut mentionner : 1) l'incapacité des modèles à décrire correctement la phase de formation d'un rift, 2) le problème qui se pose pour décrire correctement le soulèvement des épaulements des zones de divergence, 3) la présence de grandes discordances à l'intérieur de la séquence sédimentaire, en particulier de la discordance de rupture, et 4) le degré variable de volcanisme associé aux marges. Ces problèmes sont abordés dans la présente section. Toutefois, avant de traiter des problèmes en question, il est nécessaire de préciser que dans les modèles cinématiques qui sont présentés ici, les auteurs supposent que la lithosphère se déforme d'une certaine façon lorsqu'elle est étirée, bien qu'il n'y ait pas de justification physique de cette hypothèse. La distension de la lithosphère ne s'effectue peut-être pas d'une façon conforme aux diverses distributions de β et δ qui ont été jugées acceptables dans les modèles. En outre, tout processus, et pas seulement l'étirement, qui provoque des variations d'épaisseur de la lithosphère crustale et subcrustale conformes aux distributions acceptables de β et δ est aussi un processus de rifting acceptable.

Cette limitation fondamentale que représente l'étude du rifting par modélisation cinématique démontre le besoin d'établir des modèles dynamiques décrivant les processus physiques fondamentaux de la phase du rift. Bien que les modèles dynamiques n'en soient qu'à un stade très embryonnaire, les auteurs considèrent qu'ils sont suffisamment importants pour être inclus ici. Les modèles ne prévoient pas de façon précise le processus de rifting. Toutefois, ils nous renseignent sur l'importance des distributions de β et δ utilisées, et sur la compatibilité de ces distributions avec l'étirement lithosphérique.

Modèles dynamiques du rifting

Formulation du problème

En principe, il doit être possible de déterminer la façon dont la lithosphère se déforme, lorsque des forces de distension de grande envergure sont appliquées à ses extrémités. Il est aussi sans doute possible de calculer les variations résultantes du régime thermique de ce corps en déformation, donc de découvrir l'évolution thermique et l'évolution de la subsidence sans qu'il soit nécessaire de formuler des hypothèses arbitraires sur la réponse de la lithosphère à la distension.

Les deux principaux obstacles à l'élaboration de modèles dynamiques sont notre ignorance de la rhéologie lithosphérique et les problèmes de calcul que pose la résolution numérique. On admet généralement que la lithosphère puisse être divisée en une couche supérieure froide et cassante et une couche inférieure plus chaude et ductile; toutefois, certains ont aussi proposé une stratification plus complexe de couches fragiles et ductiles (fig. 9-35). La raison de ces complexités est que la rhéologie varie en fonction de la composition, des contraintes appliquées et de la température. Même dans un modèle rhéologique simple, par exemple un modèle comportant une seule couche élastique ou visqueuse, il est nécessaire de résoudre trois équations différentielles partielles du second degré en chaque point du corps en déformation. Pour résoudre ce problème, il faut utiliser les techniques numériques des différences finies ou des approximations par éléments finis, appliquées aux équations différentielles partielles. Pour obtenir une solution dans d'autres cas, il est souvent nécessaire de simplifier la rhéologie, tout en s'assurant de ne rien changer au comportement fondamental de la lithosphère. Le succès de cette opération dépend de la nature du problème à résoudre. Dans l'étude qui suit, les auteurs supposent qu'un modèle comportant une couche supérieure cassante et une couche inférieure ductile (fig. 9-35a) suffit pour décrire le comportement de premier ordre de la lithosphère.

Rhéologie de la lithosphère

La région cassante de la lithosphère (fig. 9-35a) se situe à l'intérieur de la croûte et a une épaisseur probable de 20-40 km environ. Ceci est la profondeur maximale de la plupart des séismes intraplaques (Chen et Molnar; 1983) et à la profondeur à laquelle les failles normales convergent sans doute en profondeur sur une zone de décollement (Bally et al., 1981). L'épaisseur de cette région est probablement liée à la composition, à la distribution des températures, et aux quantités de fluides présents dans les fractures. Cette région est déformée par des failles ou par un écoulement plastique, selon les contraintes appliquées, la température et la pression de confinement.

Plusieurs types différents de déformation cassante ont été proposés dans le cas des régions soumises à une distension. Des failles normales listriques ont été relevées sur une marge de divergence (fig. 9-35; Montadert et al., 1979) et leur présence a été déduite dans la subsurface d'un

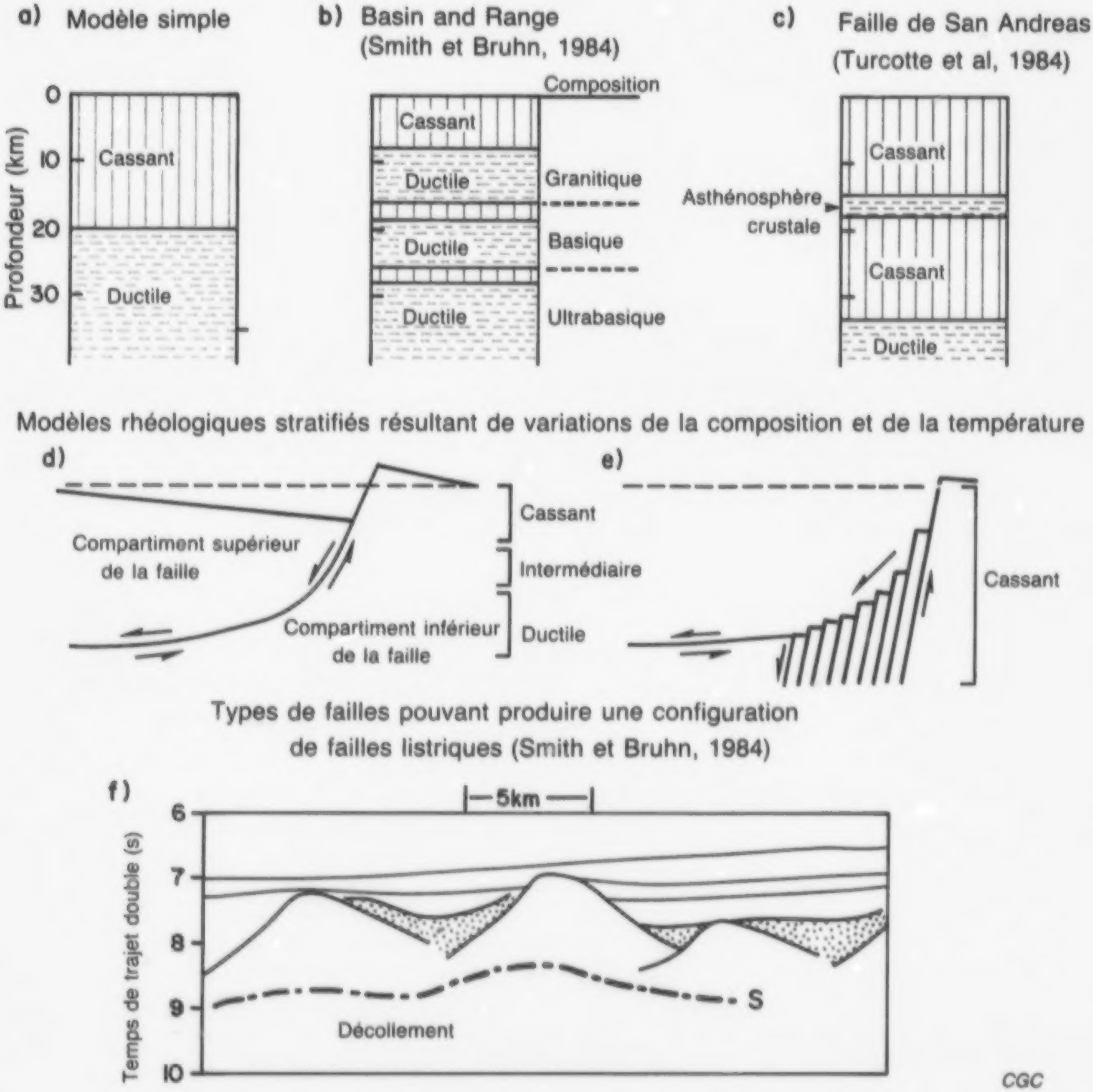


Figure 9-35. Rhéologie et déformation de la lithosphère supérieure. Les panneaux a à c montrent quelques-uns des modèles proposés pour représenter la croûte terrestre. Les panneaux d et e montrent deux exemples de géométrie de failles de distension choisis parmi un grand nombre de possibilités. Le panneau f présente une coupe transversale de sismique-réflexion de la marge nord du golfe de Gascogne (d'après Montadert et al., 1979). Le pointillé rouge figure les sédiments contemporains du rifting. Selon les interprétations, le réflecteur S serait une zone de décollement.

grand nombre d'autres marges. Certains chercheurs ont suggéré que ces failles représentaient le mode principal de déformation et d'amincissement à l'intérieur de la couche supérieure cassante dans les régions soumises à une distension (Bally et al., 1981; Bally, 1982; Jackson et McKenzie, 1983). Cependant, le degré d'amincissement que peuvent accommoder ces failles est incertain. LePichon et al. (1982), par une analyse de la géométrie des failles listriques, ont démontré que la distension et l'amincissement pouvaient être de l'ordre de quatre fois. D'autres auteurs ont affirmé que les mêmes failles listriques ne pouvaient amincir la couche cassante que de 20 % environ, ce qui est de beaucoup inférieur à ce que laisse suggérer la phase de rifting (Chenet et al., 1982). Ce problème est complexe, car il peut y avoir une déformation supplémentaire interne et plastique des blocs faillés individuels, qui n'est pas toujours observable. D'autres géométries de failles ont aussi été suggérées, qui permettraient d'accommoder la distension. Il s'agit des failles de décollement faiblement inclinées, décrites par Wernicke et Burchfiel (1982), qui peuvent accommoder de fortes distensions et de forts amincissements, et permettre une distension dépendante de la profondeur. Dans ce cas, de vastes terranes allochtones soumis à une distension, et pouvant être latéralement déplacés de plusieurs dizaines de kilomètres, sont découplés de la lithosphère sous-jacente par des zones de décollement peu inclinées. Ils sont analogues aux très minces allochtones de couverture dans les orogènes de compression.

Du point de vue de la modélisation numérique de la région supérieure cassante, le principal problème est qu'il n'existe pas de façon simple de déterminer *a priori* les lieux où surviennent des failles. Une méthode possible consisterait à spécifier une distribution aléatoire des failles, mais en réalité de nombreuses failles se développent sur d'anciennes zones de faible résistance, donc ne sont pas distribuées de façon aléatoire. Un second problème est que le rôle relatif joué par la déformation plastique, comparativement à celui de la formation des failles, est inconnu (Fletcher et Hallet, 1983; Jackson et McKenzie, 1983). C'est surtout un problème d'échelle de grandeur. Si les failles sont suffisamment rapprochées comparativement aux dimensions d'ensemble de la structure étudiée, il est possible de considérer approximativement la couche supérieure comme un continuum qui subit une déformation plastique. Cependant, si les failles sont importantes et largement séparées, la déformation résultante ne peut être représentée par la physique d'un continuum. Ainsi, la nature de la déformation survenant dans la couche supérieure cassante demeure un problème non résolu et controversé.

Au-dessous de la région supérieure cassante, la lithosphère se déforme par fluage. Nos connaissances sur la rhéologie de cette région sont le résultat d'études en laboratoire de la déformation de roches représentatives de la composition de la croûte inférieure et du manteau supérieur (par ex. Weertman, 1970; Ashby et Verrall, 1977; Goetz et Evans, 1979; Kirby, 1980). Ces études suggèrent que l'écoulement visqueux est le mode principal de déformation au-dessous de la région cassante. Il est possible d'exprimer la loi du fluage, dans le cas d'un écoulement visqueux, par $\dot{\varepsilon}_{ij} = (\sigma^n{}_{ij} - P\delta_{ij}) / 2\eta$, où $\dot{\varepsilon}$ est le tenseur de la vitesse de déformation, P la pression, δ la valeur de Kronecker, η la viscosité, et σ le tenseur des contraintes. Les valeurs du paramètre n déterminent si la loi de l'écoulement est linéaire, (newtonien, n = 1) ou non linéaire (loi puissance, n > 1), auquel cas la viscosité effective dépend de la vitesse de déformation. Les valeurs de n = 3 sont compatibles avec les observations réalisées en laboratoire.

La viscosité de la lithosphère est fortement dépendante de la température et peut être exprimée par la relation suivante :

$$\eta(T) = \eta_b \, \dot{e}^{(1-n)/n} \, exp\left[\frac{Q}{nRT_m}\left(\frac{T_m}{T} - 1\right)\right]$$

où Q est l'énergie d'activation, η_b la viscosité basale et T_m la température à la base de la lithosphère. Les températures (T) sont exprimées en unités absolues, $\dot{e}$ est la seconde invariante du tenseur de déformation (Parmentier et al., 1976; Crough, 1977). Ainsi, la viscosité de la lithosphère varie de façon exponentielle avec la profondeur (fig. 9-12), et varie avec le temps à mesure qu'évolue le gradient géothermique de la lithosphère. Les valeurs de Q, donc de l'énergie d'activation, peuvent varier entre approximativement 500 et 150 kJ/mol, selon la composition et la teneur en eau. La valeur applicable à l'olivine « humide » est environ de 350 kJ/mol, et celle applicable à l'olivine « sèche » de 500 kJ/mol (Kirby, 1980).

Les chercheurs ne s'entendent par sur le mécanisme d'écoulement dans la lithosphère, newtonien ou loi puissance. La principale différence entre les deux types d'écoulement réside dans l'importance des variations de la viscosité à travers la lithosphère (fig. 9-12), et dans la dépendance de la viscosité envers la vitesse de déformation dans le cas d'un écoulement obéissant à la loi puissance.

Généralement, la lithosphère inférieure est modélisée comme un matériau visqueux, mais peut être plus correctement décrite comme obéissant à une rhéologie visco-élastique. Une substance purement visqueuse ne peut transmettre les contraintes, tandis qu'un matériau visco-élastique transmet les contraintes de la même façon qu'un solide élastique, tout en fluant comme un fluide visqueux. Dans les problèmes impliquant de grandes déformations de la lithosphère inférieure, la déformation élastique n'est pas significative et sa modélisation est également valable avec une rhéologie visqueuse. Cependant, la façon dont les contraintes sont réparties à l'intérieur de la lithosphère est un facteur important à considérer dans la détermination de la déformation résultante, de sorte que l'emploi d'une rhéologie visco-élastique est préférable.

Modèles dynamiques

Plusieurs études publiées dans la littérature scientifique illustrent dans ses détails la dynamique du rifting (par ex. Kusznir et Bott, 1977; Vierbuchen et al, 1982; England, 1983). Les auteurs ne décriront ici que les modèles dynamiques de Keen (1985; sous presse), dont les résultats apparaissent plus loin dans la présente section.

Keen (1985; sous presse) a décrit l'évolution dynamique des zones de rift en fonction de l'évolution de leur subsidence et de leur évolution thermique, en employant un modèle rhéologique de la lithosphère comportant deux couches (fig. 9-36). La couche supérieure de 40 km d'épaisseur correspond à la couche cassante et, selon les hypothèses, se déformerait comme l'indique le modèle de distension uniforme. La couche inférieure correspond à la région ductile, et elle est caractérisée par une viscosité

dépendante de la température, avec $n = 3$ et $Q = 250$ kJ mol. L'effet de la vitesse de déformation sur la viscosité n'a pas été considéré. L'asthénosphère a été modélisée comme un fluide de viscosité constante (viscosité, η_b), au-dessous de la profondeur d'équilibre de la lithosphère. Elle a été incluse dans les modèles, de façon à tenir compte de l'écoulement qui, dans cette région, résulte des mouvements horizontaux et verticaux de la lithosphère sus-jacente (fig. 9-36). Ainsi, le modèle permet explicitement le remplacement de la lithosphère du manteau par l'asthénosphère, détail que ne comportent pas les autres études. Pour connaitre la déformation de la région

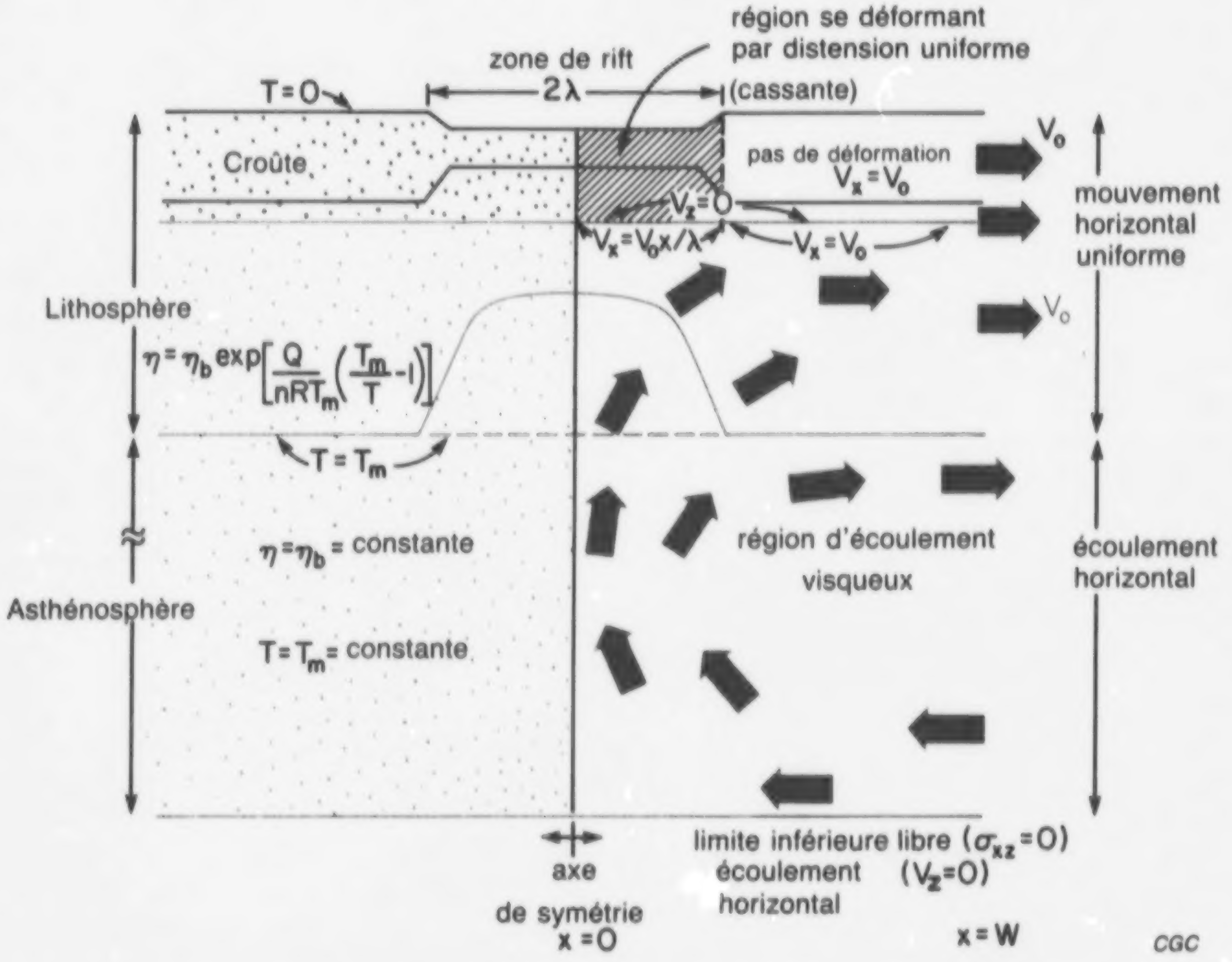


Figure 9-36. Modèle montrant les paramètres importants, les régions de déformation cassante et d'écoulement visqueux et les conditions limites employées dans les modèles dynamiques, dont les résultats sont décrits en détail dans le texte. Le modèle comprend la lithosphère et l'asthénosphère (profondeur totale 700 km; et demi-largeur totale, x = W = 700 km). La région cassante comprend la croûte et le manteau supérieur jusqu'à une profondeur de 40 km (pointillé noir). On suppose que cette région se déforme selon le modèle de distension uniforme. La surface en pointillé rouge représente la région d'écoulement visqueux. C'est dans celle-ci que l'on a décrit la dynamique du rifting, telle qu'indiquée par les grandes flèches rouges qui représentent l'écoulement visqueux. La viscosité (η) est fonction de la température dans la lithosphère inférieure visqueuse (voir l'équation). Dans l'asthénosphère, la viscosité est gardée constante, et égale à la valeur de la viscosité basale, η_b. La température (en général T) à la base de la lithosphère et dans l'asthénosphère est constante, et égale à la valeur T_m. La largeur de la zone de rift est représentée par 2λ, initialement $2\lambda_o$. Sur les côtés du modèle, la lithosphère se déplace à une vitesse V_o. Au-dessous de la lithosphère, l'écoulement dans l'asthénosphère est horizontal sur les côtés du modèle. À la limite entre les régions cassante et visqueuse, les conditions de vitesse limite définissent une vitesse horizontale constante hors de la zone de rift ($x > \lambda$) et une variation linéaire de la vitesse à l'intérieur de la zone de rift, indiquée par $v_x = V_o x/\lambda$.

visqueuse, il a fallu résoudre les équations applicables à l'écoulement visqueux.

La température et par conséquent la distribution de la viscosité dans la lithosphère ont varié en réponse à la déformation calculée. Le modèle incluait un certain nombre d'étapes à partir de l'état d'équilibre de la lithosphère. À chaque étape, a été calculée la déformation survenant à l'intérieur de la région visqueuse du modèle, et la nouvelle distribution des températures et de la viscosité à l'intérieur de la lithosphère a pu être établie à partir des calculs des vitesses d'écoulement. Par la suite, ces nouvelles températures ont été utilisées pour calculer les variations isostatiques de hauteur, comme dans le cas des modèles cinématiques. Ainsi la subsidence initiale, S_i, pourrait être calculée à chaque étape de la phase de rifting. Les conditions limites comprenaient une vitesse constante de distension à travers toute la lithosphère sur les côtés de la zone de rift, dont la largeur initiale est de $2\lambda_o$, et une limite libre à la base de l'asthénosphère. La vitesse de distension spécifiée (V_o) constituait la force motrice de cette distension. Cette vitesse a été ramenée à zéro après un intervalle Δt_1, mais l'étude du modèle s'est poursuivie afin de déterminer l'évolution de son comportement thermique et de la subsidence après la formation du rift.

Deux effets supplémentaires de l'écoulement visqueux ont été décrits : 1) La pression dynamique et la contrainte dues à l'écoulement visqueux ont été calculées, aux limites supérieure et inférieure de la couche visqueuse. Elles peuvent avoir un effet important sur les variations de hauteur durant le rifting. 2) Les forces d'attraction gravitationnelle résultant des variations de la densité à l'intérieur de la région visqueuse du modèle ont été incluses dans les calculs. Ces changements de densité sont causés par les variations thermiques latérales que produit la déformation. Il a été démontré que les forces s'exerçant sur un corps donné perturbaient l'écoulement et, pour certaines valeurs paramétriques, engendraient une convection vigoureuse au-dessous de la lithosphère en voie d'amincissement. Cet écoulement peut avoir des conséquences importantes sur la déformation de la lithosphère inférieure et les variations de hauteur. Aucun de ces deux facteurs n'est inclus dans les modèles cinématiques.

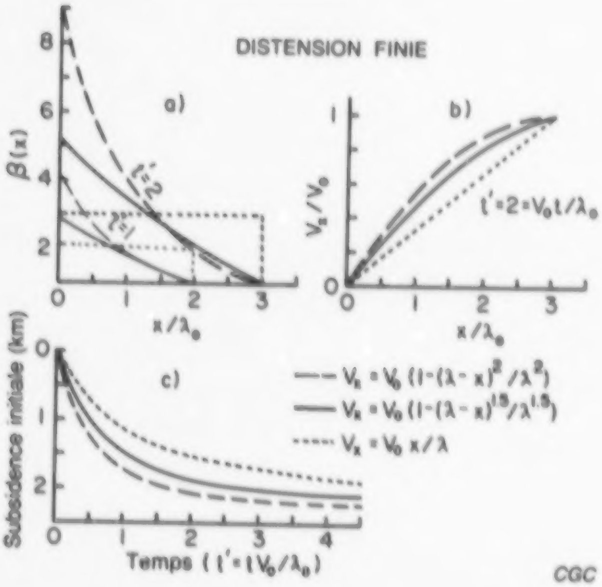


Figure 9-37. Résultats cinématiques du modèle de distension uniforme, dans le cas d'une distension à vitesse finie. Dans chaque panneau, apparaissent trois courbes correspondant aux diverses fonctions de la vitesse horizontale à travers la zone de rift. Le panneau b montre ces fonctions, en fonction de la distance horizontale, ainsi que les équations correspondantes. La distance est normalisée par rapport à la demi-largeur initiale de la zone de rift (λ_o), à l'extérieur de laquelle $v_x = V_o$. Le panneau a montre la façon dont β varie en fonction de la position, dans chacune des trois fonctions de vitesse. Les résultats sont indiqués pour deux temps différents. Le panneau c présente la subsidence initiale en fonction du temps durant la période de rifting.

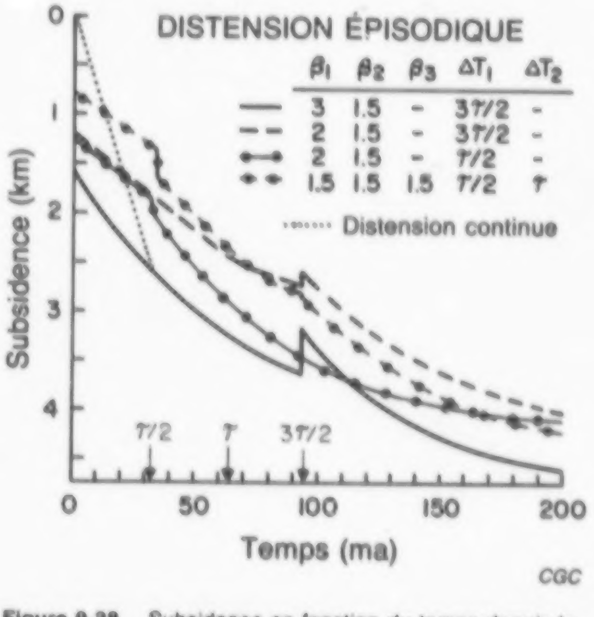


Figure 9-38. Subsidence en fonction du temps depuis le rifting pour les modèles de distension épisodique et instantanée. Dans chaque cas, la subsidence initiale (à t = 0) est le déplacement par rapport à la position 0 sur l'échelle verticale. La figure montre quatre modèles. Les valeurs β correspondant à chaque épisode d'étirement apparaissent sur la figure. Ces valeurs de β sont cumulatives; c'est-à-dire que l'on trouve la valeur totale après le déroulement de tous les épisodes d'étirement, en multipliant β_1 par β_2 (et β_3). Dans chaque modèle, sont aussi indiqués les temps (Δ_t), exprimés sous forme de fractions de la constante de temps thermique, auxquels surviennent les épisodes d'étirement ultérieurs au premier épisode d'étirement, à t = 0. La ligne figurée par un pointillé représente une distension continue durant le rifting, sur un intervalle de temps de τ/2, avec une valeur β finale de 3.

Étirement épisodique et à vitesse finie

En premier lieu, pour mieux décrire la phase de formation d'un rift, il convient de considérer des modèles cinématiques d'étirement non instantané. Considérons la situation de la figure 9-36, où l'étirement est décrit comme un processus survenant à une vitesse constante (V_0). Les côtés non étirés de la zone de rift, initialement de largeur $2\lambda_0$, se déplacent en s'éloignant l'un de l'autre et forment la zone centrale du rift caractérisée par ß (x,t) et v_x (x,t). Dans le cas du modèle d'étirement uniforme, $\partial v_x / \partial z = 0$; v_x ne varie pas en fonction de z (Jarvis et McKenzie, 1980). Dans le cas des modèles cinématiques, v_x (x,t) peut être spécifié, mais les modèles dynamiques ne reproduisent pas toujours entièrement la forme théorique de v_x. À la figure 9-37, sont indiqués ß (x,t) et la subsidence initiale résultant de trois différentes fonctions de vitesse. Les distributions de l'étirement, telle que la distribution ß linéaire employée dans les modèles instantanés, sont chacune le résultat d'une fonction différente de v_x. En outre, si V_0 est constant, la relation entre ß et le temps est proportionnelle à la largeur initiale de la zone de rift; un étirement rapide se produit alors à l'emplacement des rifts étroits. La prévision la plus utile concerne la configuration des courbes de subsidence initiale, qui montrent une diminution de la subsidence en fonction du temps depuis le début de la formation du rift. Ce type de comportement a été observé sur plusieurs marges, dont la marge du Labrador (fig. 9-4). Falvey et Middleton (1981), utilisant cette caractéristique des courbes de subsidence initiale sur les marges australiennes, estiment qu'il se produit un changement de phase dans la croûte inférieure durant le rifting; cependant, les résultats présentés ici suggèrent que des modèles simples d'étirement comportant des vitesses finies de distension peuvent être conformes aux observations.

Il existe très peu de mesures de la subsidence survenant durant le rifting. La configuration et l'ordre de grandeur des courbes de subsidence pourraient en principe servir à estimer les paramètres inconnus λ_0 et V_0. En pratique, les observations effectuées sur la coupe d'une seule marge sont clairsemées, et il ne paraît pas justifié d'attacher trop d'importance aux résultats. Les courbes de subsidence expliquent peut-être aussi l'existence de discordances de rupture sur certaines marges; la diminution de la subsidence initiale en fonction du temps peut donner lieu à un intervalle de subsidence faible ou nul à la fin de la phase de rifting. Cependant, ces calculs n'incluant pas la subsidence additionnelle qui résulte du refroidissement pendant une phase prolongée de formation d'un rift, le développement de discordances de rupture ne se produirait que si l'ouverture du rift était rapide et si le bassin était entièrement comblé par des sédiments.

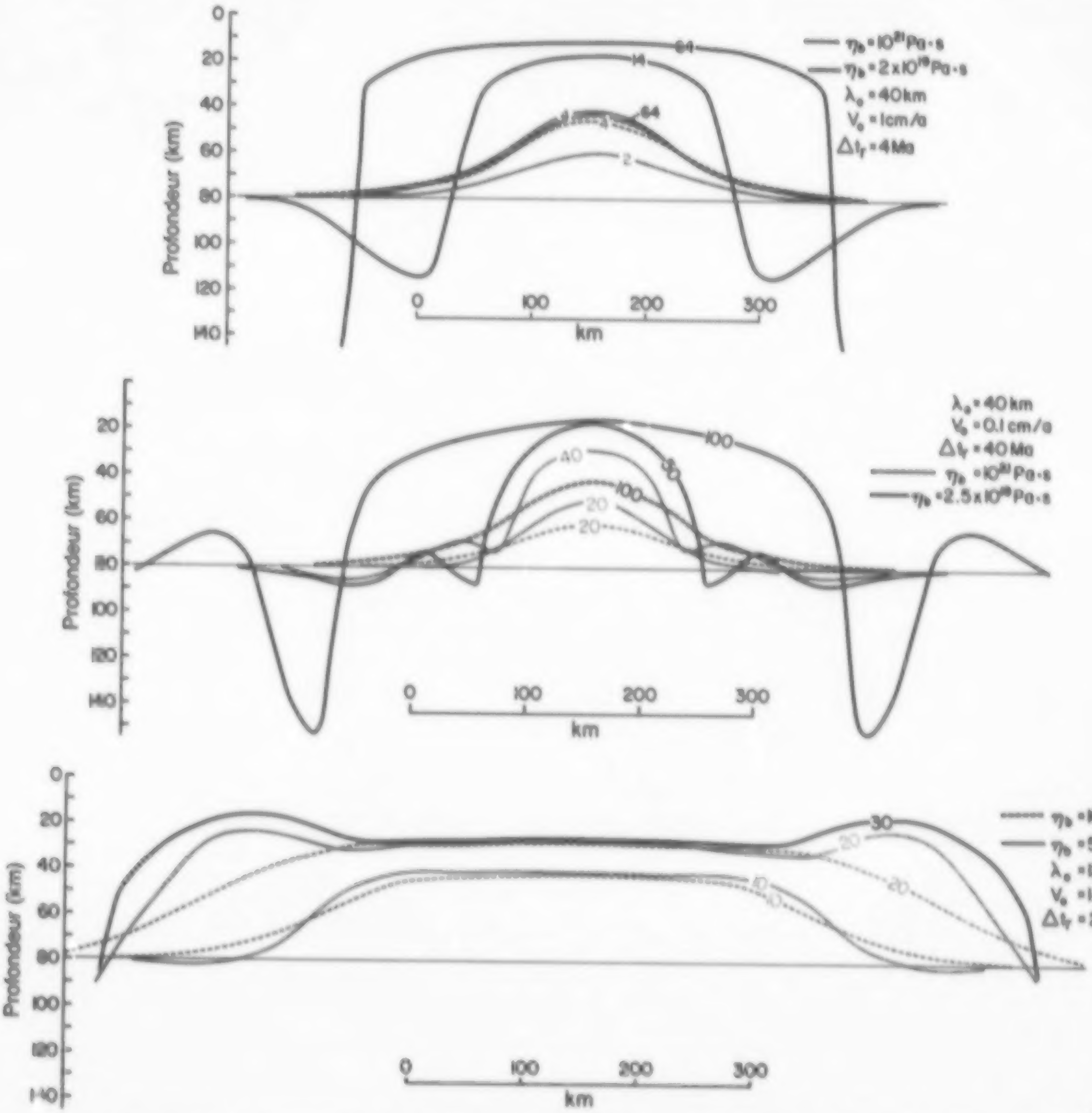
Cette simple illustration des vitesses finies d'ouverture d'un rift ajoute une autre dimension aux études des marges de divergence et reste encore à explorer. Mais il peut se produire des situations complexes, dans lequelles l'ouverture d'un rift est un processus diachrone, les contraintes étant concentrées sur différentes zones de largeurs variées. Si les résultats d'England (1983) sont corrects, la lithosphère devrait devenir plus résistante à mesure que progresse l'étirement. Dans ce cas, les contraintes devraient agir sur les régions non étirées de moindre résistance, situées sur les côtés de la zone de rift initiale, donc le rifting progresserait vers l'extérieur en fonction du temps.

La distension épisodique est un autre processus qui pourrait aussi influencer l'évolution du rift qui a créé les marges. Au lieu d'une vitesse constante de distension, il pourrait y avoir eu plusieurs épisodes d'étirement « instantané » pendant la phase de rifting, épisodes séparés les uns des autres par des périodes de simple refroidissement de la lithosphère. Si les épisodes d'étirement sont nombreux et rapprochés dans le temps, le résultat s'apparentera à un épisode d'étirement continu. Lorsque les épisodes sont séparés par des intervalles assez longs pour qu'il se produise un refroidissement significatif, il en résultera une période de subsidence, pendant la phase de formation du rift, qui présentera une série de discontinuités. La figure 9-38 montre la subsidence initiale, y compris les effets du refroidissement, pendant une série d'épisodes d'étirement dont chacun est considéré comme un événement instantané. Le temps écoulé entre les intervalles varie entre $\tau/2$ et $3\tau/2$, τ étant la constante de temps thermique dont la valeur est de 62,8 Ma, dans cet exemple. Ces courbes montrent qu'il peut y avoir un soulèvement relatif du bassin de la zone de rift, si les épisodes sont séparés les uns des autres par un important intervalle de temps, et si l'épisode précédent a aminci la croûte d'un facteur de 2 ou plus. Il est important de rappeler, comme il l'a été mentionné dans l'étude de la sensibilité du modèle aux valeurs paramétriques, que le rapport de l'épaisseur de la croûte à celle de la lithosphère est un paramètre essentiel pour déterminer s'il se produira un soulèvement ou une subsidence. Donc, si la croûte est suffisamment amincie durant le premier épisode d'étirement, et si le temps écoulé entre les épisodes est assez long pour que la lithosphère puisse considérablement s'épaissir jusqu'à atteindre un équilibre thermique, le rapport de l'épaisseur de la croûte à celle la lithosphère nous permettra peut-être de prévoir le soulèvement relatif durant l'épisode d'étirement suivant (fig. 9-38). Un intervalle de temps égal ou supérieur à une constante de temps thermique est suffisant pour qu'il se produise un soulèvement durant le second épisode d'étirement, à condition que les valeurs de ß aient été suffisamment importantes durant le premier épisode. Des intervalles de temps d'environ $\tau/2$ ne permettent pas un refroidissement suffisant et, par conséquent, la subsidence initiale se produit durant le second épisode de rifting.

Ces multiples épisodes d'étirement pourraient réactiver les failles listriques ou créer une nouvelle génération, de failles listriques, surimposées aux générations antérieures. Il existe plusieurs réseaux superposés de failles de distension dans des régions telles que la région de Basin and Range de l'ouest des États-Unis (Proffet, 1977). Par ailleurs, un tel modèle d'évolution prévoit que le développement de failles, lors d'un épisode ultérieur, pourrait entraîner le basculement et la troncature des sédiments déposés entre les épisodes de rifting. Il pourrait aussi y avoir, dans ces circonstances, soulèvement et érosion.

Certains de ces effets ne sont pas clairement observés dans les régions marines; en particulier, des failles de distension qui appartiendraient à plusieurs générations n'ont pas été relevéees. Toutefois, le rifting en deux phases pourrait expliquer la vaste discordance (ou la série de discordances) observée sur les Grand Bancs, qui s'étend sur tout le Crétacé. Au Jurassique, les Grands Bancs ont subi un épisode de rifting au sud, durant lequel se sont formés des demi-grabens. Plus tard, la région a été touchée à l'est par un autre épisode de rifting, du Crétacé précoce au Crétacé

moyen. L'intervalle séparant ces épisodes a été d'environ 80 Ma. La discordance est peut-être associée au second épisode de rifting et due au soulèvement qu'a provoqué une reprise des processus d'étirement. L'érosion de la région soulevée a peut-être accru le soulèvement total d'un facteur de 2 ou plus et prolongé le temps d'émersion. En conséquence, la profondeur du bassin postérieur au rifting et formé depuis le soulèvement a dû diminuer. La sédimentation et la subsidence postérieures au rifting sont faibles sur la majeure partie des Grands Bancs et ont été d'environ 1 à 2 km. Ceci permettrait d'expliquer de façon satisfaisante l'évolution de la subsidence dans cette région. Toutefois, les indices de la première phase d'étirement suggèrent que celle-ci s'est limitée à d'étroits demi-grabens;



CGC

Figure 9-39. Déformation de la limite lithosphère-asthénosphère dans trois modèles dynamiques de rifting. Les paramètres de modélisation sont montrés à proximité de chaque résultat donné par le modèle. Dans chaque dessin sont indiqués deux ensembles de courbes, l'un représentant une forte viscosité basale (trait interrompu), qui produit une déformation semblable à celle prévue par les modèles cinématiques, l'autre reflétant une viscosité basale faible (traits continus) et dont les résultats diffèrent de ceux des modèles cinématiques pour les raisons décrites dans le texte. Les chiffres apparaissant sur les courbes indiquent le nombre de millions d'annés (Ma) après le début du rifting. Les courbes en rouge montrent la déformation survenue durant le rifting et les courbes en noir, la déformation postérieure au rifting. La ligne horizontale traversant chaque modèle est la profondeur d'équilibre de la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère.

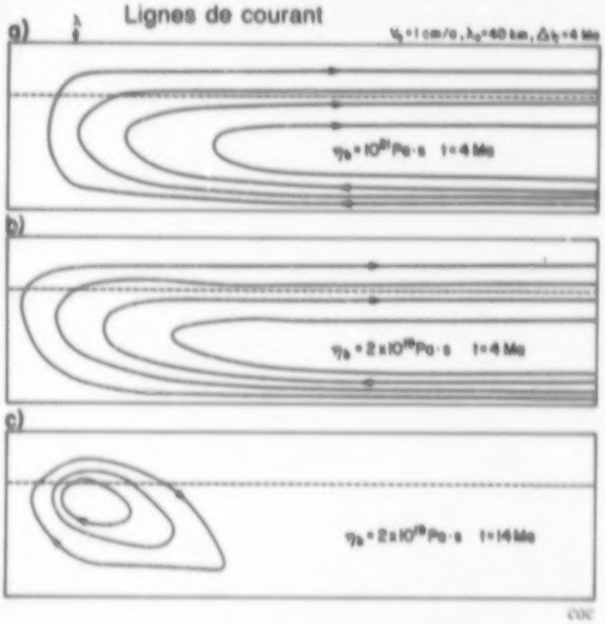


Figure 9-40. Lignes de courant illustrant l'écoulement dans la partie visqueuse de la lithosphère et de l'asthénosphère. Les lignes interrompues représentent la position d'équilibre de la limite lithosphère-asthénosphère. La flèche au-dessus du panneau a indique la largeur finale de la zone de rift. Les paramètres de la modélisation sont aussi indiqués au-dessus des panneaux. Les panneaux a et b montrent l'écoulement durant le rifting, lorsque les valeurs de la viscosité basale sont élevées (a) et faibles (b). Le panneau c montre l'écoulement 10 Ma après la fin du rifting (t = 14 Ma) dans le cas du modèle caractérisé par une faible viscosité basale.

le modèle le plus simple indique donc que le soulèvement survenu pendant la seconde phase a aussi dû se limiter à ces régions. En fait, le soulèvement a été un épisode de grande envergure qui a touché toute la région des Grands Bancs. Par conséquent, le processus de formation d'un rift en plusieurs étapes est un modèle qui peut être facilement appliqué aux Grand Bancs, mais exige que la première phase d'étirement ait touché une grande étendue, et que les indices de cette phase aient ensuite disparu durant le soulèvement et l'érosion. Sur la marge du Labrador (fig. 9-4), le soulèvement survenu tardivement durant la phase du rift ne peut s'expliquer par un rifting en deux étapes, parce que ces événements sont trop rapprochés pour donner lieu au soulèvement, en admettant au départ qu'il y ait eu une lithosphère caractérisée par une constante de temps de refroidissement de 62,8 Ma.

Résultats des modèles dynamiques d'étirement

Amincissement de la lithosphère et convection à petite échelle

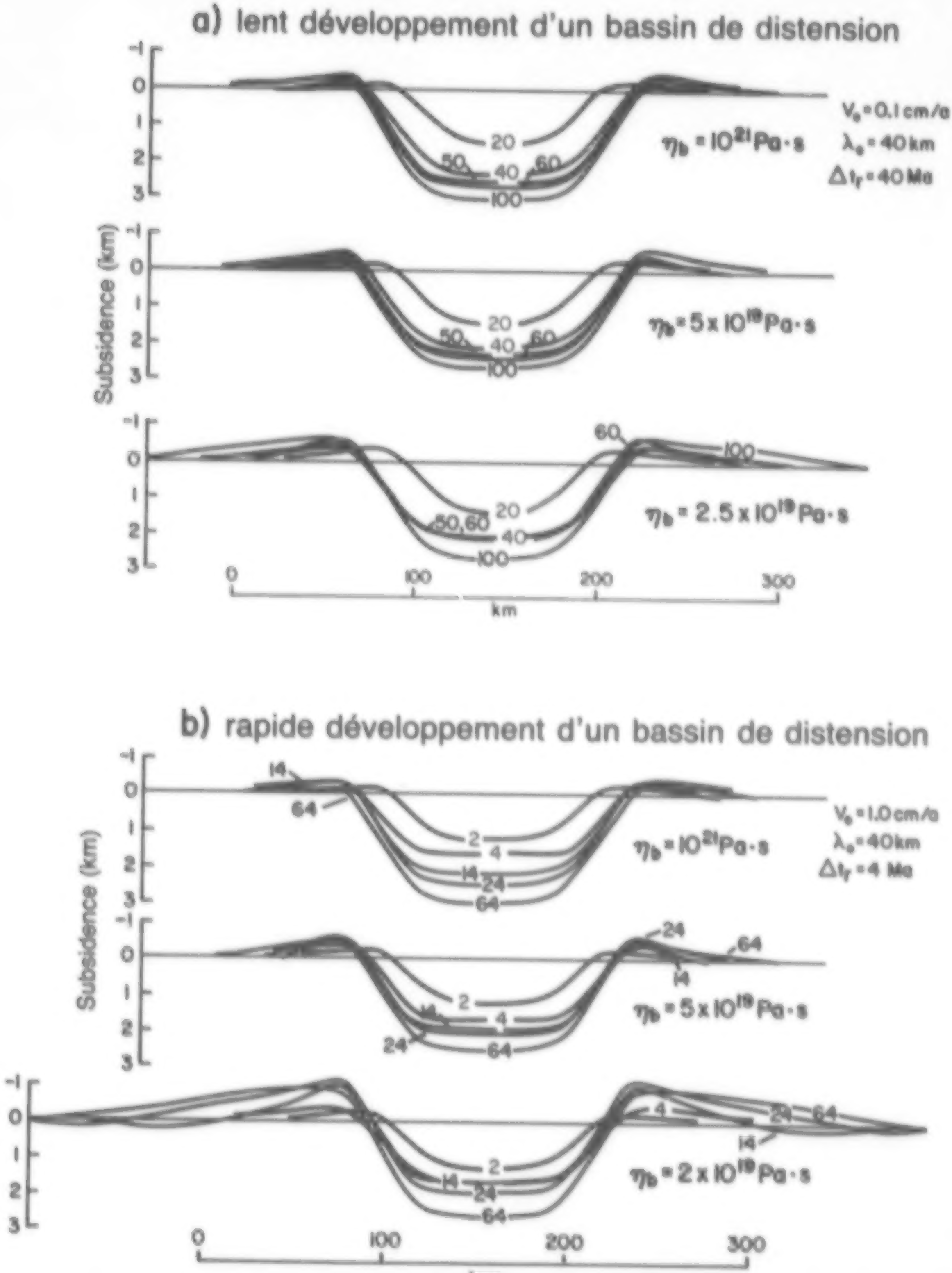
La figure 9-39 montre la configuration de la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère, au fur et à mesure de l'amincissement de la lithosphère; plusieurs modèles sont employés, avec diverses valeurs paramétriques. Dans le cas de viscosités élevées ($\eta_b \geq 10^{21}$ Pa• s), les résultats donnent des valeurs de β qui sont les mêmes dans les portions inférieure et supérieure de la lithosphère, ce qui confirme la validité du modèle de distension uniforme présenté par MacKenzie (1978).

Cependant, dans le cas des modèles impliquant une faible viscosité ($\eta_b = 2 \times 10^{19}$ Pa•s), il se produit une convection à petite échelle près de la base de la lithosphère. La convection est induite par les gradients horizontaux de température et de densité, générés par l'amincissement lithosphérique. Les matériaux froids sont entraînés en profondeur dans l'asthénosphère, et l'asthénosphère chaude remonte pour les remplacer. Ce processus contribue lui-même à amincir la lithosphère, de sorte que la lithosphère inférieure s'amincit plus que la lithosphère supérieure; ceci se produit lorsque β est suffisamment grand pour créer les différences nécessaires de température et lorsque la viscosité est faible. Si $\eta_b = 2 \times 10^{19}$ Pa•s, la convection peut amincir la lithosphère inférieure de $\beta = 2$ à $\beta = 3$, et donne lieu aux mêmes conditions thermiques et mécaniques que le modèle cinématique de distension dépendante de la profondeur (fig. 9-39).

Outre les exigences relatives à β et à la viscosité, les éléments tels que la vitesse d'extension, la durée de la phase de rifting et la largeur de la zone de rift sont d'importantes variables, qui aident à déterminer la déformation et la subsidence induites par la convection à petite échelle (fig. 9-39).

Une lente distension (0,1 cm a pendant 40 Ma) donnerait une valeur β finale de 2, s'il n'y avait pas de convection à petite échelle. Avec une convection de ce type, il se produit un amincissement plus poussé de la lithosphère inférieure, de sorte que $\delta = 3$ et $\delta > \beta$. Avec ces paramètres de modélisation, l'écoulement dû à la convection à petite échelle est du même ordre de grandeur que l'écoulement dû à la distension. La convection à petite échelle se poursuit bien au-delà de l'étape postérieure au rifting, mais sa puissance diminue à mesure que le refroidissement de la lithosphère par conduction accroît la viscosité et réduit les gradients de température latéraux. Une constante de temps thermique de la lithosphère après la fin de la distension, la convection à petite échelle peut encore avoir un effet sur la hauteur de la surface. Durant ce temps, l'amincissement se poursuit et fait donc augmenter δ jusqu'à des valeurs supérieures à 5. Toutefois, cet amincissement mécanique est compensé dans une certaine mesure par le refroidissement par conduction. Non seulement la lithosphère inférieure s'est amincie, mais encore,

Figure 9-41. Développement des bassins sédimentaires dans le cas de deux modèles dynamiques de rifting : vitesse de distension faible (a) et vitesse de distension élevée (b). Les paramètres de la modélisation sont indiqués. Dans chacun des deux modèles, sont présentés les résultats en fonction de trois viscosités basales, indiquées à côté de chaque schéma. Les chiffres apparaissant au fond des bassins indiquent le temps exprimé en millions d'années (Ma) depuis le commencement du rifting. Les lignes rouges représentent la profondeur du bassin durant le rifting; les lignes noires représentent la profondeur durant la période postérieure au rifting.


a) lent développement d'un bassin de distension
Subsidence (km)
$\eta_b = 10^{21}$ Pa·s
V_o = 0.1 cm/a
λ_o = 40 km
Δt_r = 40 Ma
$\eta_b = 5 \times 10^{19}$ Pa·s
$\eta_b = 2.5 \times 10^{19}$ Pa·s
20
50
40
60
100
50,60
km
b) rapide développement d'un bassin de distension
Subsidence (km)
$\eta_b = 10^{21}$ Pa·s
V_o = 1.0 cm/a
λ_o = 40 km
Δt_r = 4 Ma
$\eta_b = 5 \times 10^{19}$ Pa·s
$\eta_b = 2 \times 10^{19}$ Pa·s
2
4
14
24
64
km

CGC

la zone de déformation s'élargit à mesure que les matériaux présents sur les côtés de la zone de rift sont entraînés en profondeur dans l'asthénosphère. La convection est particulièrement vigoureuse sur les côtés ($x = \lambda$, fig. 9-40), parce que les gradients thermiques horizontaux atteignent leur maximum à cet endroit. L'amincissement de la lithosphère inférieure au-delà de la région d'étirement de la lithosphère supérieure est équivalent au modèle de distension dépendante de la profondeur, où $\delta > \beta = 1$; par conséquent, les côtés de la zone de rift se soulèvent.

Les figures 9-41 et 9-42 permettent de comparer l'évolution de la subsidence, avec et sans convection à petite échelle. Dans le cas de faibles vitesses de distension, la subsidence est relativement moindre durant la phase de rifting qui s'accompagne d'une convection à petite échelle. Toutefois, la différence la plus frappante est le retard de la subsidence postérieure au rifting, de sorte qu'en présence d'une convection à petite échelle, il peut se produire un soulèvement relatif au tout début de la phase postérieure au rifting. Près des bordures de la zone de rift, un soulèvement a lieu pendant et après la phase de rifting. Les épaulements de la zone de rift peuvent être soulevés d'environ 700 m, et cet effet persiste pendant au moins 60 Ma après la cessation du rifting.

Des vitesses élevées de distension (1 cm a pendant 4 Ma) donnent la même valeur de β, égale à 2, que le modèle de distension lente. La déformation de la lithosphère inférieure durant le rifting (fig. 9-39) ne diffère pas de façon significative dans ce cas, que les modèles comportent ou non une convection à petite échelle. L'écoulement dû à la distension domine l'écoulement par convection et, en conséquence, la durée du rifting est trop courte pour que la convection cause un amincissement significatif. Cependant, après la fin de la distension, la lithosphère inférieure continue à s'amincir jusqu'à $\delta = 5$ pendant une durée équivalente à une constante de temps thermique, au moment où se produit une convection à petite échelle. La déformation de la lithosphère inférieure a une configuration similaire à celle produite par une distension lente. Les différences entre les modèles de distension rapide et de distension lente résultent principalement de ce que la distension a été adiabatique, s'étant déroulé sans perte de chaleur par conduction. Par conséquent, une quantité plus grande d'énergie thermique est disponible pour maintenir une convection à petite échelle durant l'étape postérieure au rifting. Ceci explique pourquoi le soulèvement des épaulements du rift est légèrement plus élevé dans ce cas et peut dépasser 1 km (fig. 9-41).

Il se produit une convection vigoureuse lorsque les gradients thermiques latéraux atteignent leur maximum, près des bordures de la zone de rift. Par conséquent, dans le cas de zones de rift relativement larges par rapport à l'épaisseur de la lithosphère, un amincissement lithosphérique maximal peut se produire sur les côtés du rift (fig. 9-39) et non au-dessous de sa partie centrale.

Contraintes dynamiques

Un autre important résultat fourni par les modèles dynamiques, mais non inclus dans les modèles cinématiques, est qu'ils démontrent l'importance de la contrainte dynamique agissant sur la surface supérieure de la couche visqueuse. Cette contrainte provoque le soulèvement de la couche de surface, soulèvement que l'on doit ajouter à la subsidence initiale (S_i) pour obtenir la hauteur réelle

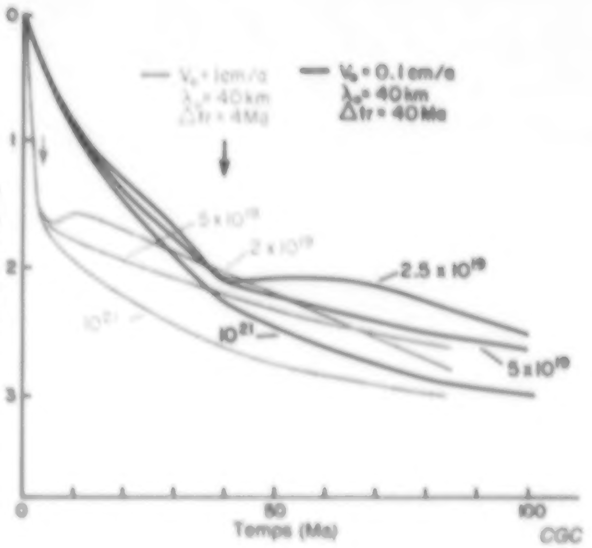


Figure 9-42. Subsidence de la partie centrale des bassins dans le cas d'une distension rapide (en rouge) et d'une distension lente (en noir). Les flèches indiquent la fin de la phase de rifting. Les chiffres associés aux courbes sont les valeurs de la viscosité basale (Pa*s).

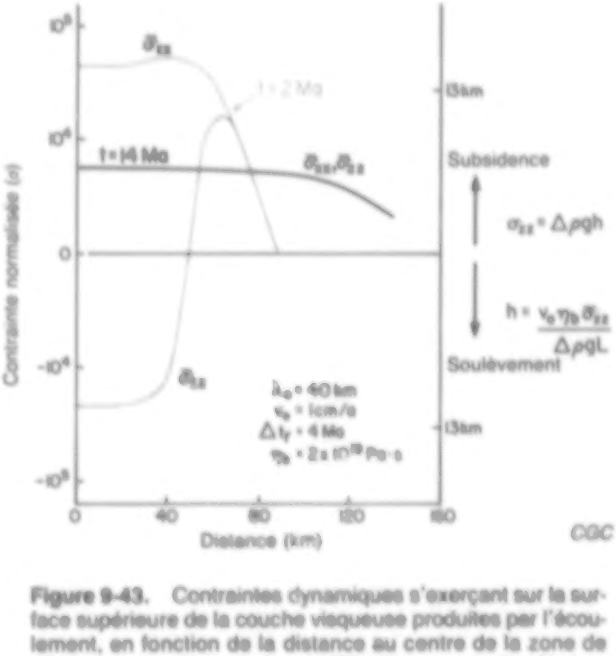


Figure 9-43. Contraintes dynamiques s'exerçant sur la surface supérieure de la couche visqueuse produites par l'écoulement, en fonction de la distance au centre de la zone de rift. Les paramètres de la modélisation sont indiqués. Les courbes rouges correspondent à t = 2 Ma durant la phase de rifting. La courbe noire correspond à t = 14 Ma, 10 Ma après la fin du rifting. L'axe de droite montre les mouvements verticaux qui pourraient être induits par la contrainte verticale. Les équations simples lient la contrainte à la hauteur (h) sont indiquées à la droite du diagramme.

durant le rifting. Les variations dynamiques de hauteur sont proportionnelles à η_b et à la vitesse de distension. La contrainte dynamique disparaît en même temps que cesse la distension, à moins qu'il n'y ait, pendant la période postérieure au rifting, une convection à petite échelle significative. Des effets dynamiques similaires se manifestent lorsque l'on étudie des problèmes impliquant une convection à grande échelle du manteau (par ex. Jarvis et Peltier, 1982).

Ces contraintes semblent causer un soulèvement durant le rifting (fig. 9-43). Cependant, les modèles présentés ici ne sont pas suffisamment fiables pour donner des estimations numériques précises. La présente estimation de 13 km pour $\eta_b = 2 \times 10^{19}$ Pa*s et $V_e = 1$ cm/a est de toute évidence peu réaliste. Il y a plusieurs raisons pour lesquelles les modèles actuels sont peu satisfaisants à cet égard. En premier lieu, la relation entre la viscosité et la vitesse de déformation n'a pas été incluse dans les calculs. Ceci peut diminuer les valeurs effectives de η_b. En second lieu, quelques-unes des conditions initiales et conditions limites utilisées dans les calculs modélisés peuvent être erronées ou exagérément simplifiées. Par exemple, l'effet de la production radiogénique de chaleur sur la distribution des températures a été ignoré. Ce détail, à lui seul, pourrait réduire la viscosité à l'intérieur de la lithosphère d'un facteur 10. Finalement, les effets de la stratification rhéologique ou la présence d'une asthénosphère crustale dans la lithosphère supérieure auraient un effet significatif sur ces résultats. Ces simplifications et d'autres rendent difficile à estimer la grandeur du soulèvement dynamique. Il est toutefois essentiel de reconnaître l'importance de ce détail et de tenir compte du fait qu'il peut influencer de façon significative les variations de hauteur. Il pourrait, par exemple, dominer la subsidence initiale et causer, durant le rifting, le soulèvement de la zone de rift plutôt que sa subsidence.

Sommaire des résultats fournis par le modèle dynamique

La figure 9-44 présente un sommaire des éléments importants des résultats fournis par le modèle dynamique. Du point de vue des observations relatives aux marges continentales de divergence, le soulèvement relatif pendant l'étape de rifting pourrait être dû soit à la contrainte dynamique, soit à une convection à petite échelle (voir aussi Yuen et Fleitout, 1985). Cette dernière nous donne aussi une explication physique des modèles cinématiques de distension dépendante de la profondeur. Le soulèvement relatif dépendant de la vitesse de distension et d'autres propriétés fondamentales du milieu de formation du rift, qui peuvent elles-mêmes varier avec le temps, nous permet d'expliquer pourquoi la tectonique du rifting présente tant de caractéristiques diverses. La présence d'une discordance de rupture peut par exemple indiquer une convection thermique et un soulèvement relatif, vers la fin de l'étape de rifting. Le soulèvement d'une zone de rift au début du rifting peut impliquer un soulèvement dynamique provoqué par le début de l'écoulement. Le déplacement du lieu d'amincissement maximal, qui se trouve près de la bordure de la zone de rift, dans le cas de zones larges, concorde avec les observations des marges conjuguées; ceci suggère que les bassins ont autrefois été adjacents à des plates-formes ou à des promontoires (par ex. Jansa et Wiedmann, 1982). Ainsi, alors que les auteurs désirent insister sur la simplicité des modèles par rapport à la réalité et sur les risques d'erreurs qu'entraîne l'application directe des résultats du modèle aux observations, ils jugent comme extrêmement importants les processus physiques généraux que décrivent les modèles dynamiques, car ils nous aident à comprendre comment les modèles cinématiques peuvent être modifiés, et pourquoi ils n'expliquent pas toujours les observations importantes relatives aux marges de divergence.

Soulèvement de la marge du côté continental

L'un des principaux problèmes qui se pose pour réconcilier les résultats déduits des modèles d'étirement avec les observations repose sur la présence, dans de nombreuses régions, d'un soulèvement des épaulements des bassins d'effondrement et de la marge de divergence du côté continental, tel que le démontre plusieurs études. Le soulèvement des bordures de la mer Rouge, dans laquelle l'épisode de rifting s'est déroulé au Tertiaire moyen, atteint plus de 1 km. Des régions soulevées entourent également le golfe de Californie dont l'existence est récente (Curray et al., 1981). En bordure du fossé Rhénan, qui est un rift continental actuellement actif, les épaulements du graben montrent un soulèvement qui peut atteindre 1 km et qui a peut-être été plus élevé dans le passé (Illies, 1981). Les marges tertiaires de la baie de Baffin et de la Norvège montrent, du côté continental, un soulèvement (Srivastava et al., 1981) de 1 à 2 km.

L'une des principales questions qui se posent, à propos de ces régions soulevées, est à quelle époque a eu lieu le soulèvement (Sengor et Burke, 1978). Dans certaines régions, une vaste intumescence régionale a peut-être précédé le rifting. Dans d'autres régions, comme le fossé Rhénan, s'est manifesté un soulèvement des épaulements du rift en même temps que le rifting. Mais dans d'autres régions encore, comme dans la partie des marges de la baie de Baffin, du côté continental, il semble que le soulèvement ait eu lieu après la fin de la phase de rifting (Srivastava et al., 1981; voir chapitre 4). La distribution du soulèvement pose aussi quelques questions. La subsidence des bassins d'effondrement est-elle surimposée à un vaste soulèvement régional, ou les épaulements du rift sont-ils les seuls à être soulevés ?

Finalement, il reste à savoir si le soulèvement est permanent. En général, un soulèvement périphérique persiste, s'il est dû à un ajustement isostatique à la déformation pendant le rifting, tandis que des soulèvements induits par des phénomènes thermiques diminuent progressivement avec le temps. Dans les sections antérieures, ont été traitées les questions plus générales du soulèvement de toute la zone de rift, et des modèles de distension dépendante de la profondeur ont été employés pour expliquer le soulèvement des parties des marges du côté continental. Dans la section qui suit, sont présentés quelques mécanismes qui pourraient régir le soulèvement des épaulements du rift.

Transfert thermique latéral

Le flux thermique latéral circulant de la zone de rift vers le continent provoque un soulèvement pendant et après le rifting. Ce transport thermique a lieu en raison de la juxtaposition du continent froid et de la zone de rift relativement chaude. Si cette zone est très large et si les valeurs de ß varient lentement à travers elle, le flux thermique

latéral sera très faible. Si sa largeur est beaucoup plus grande que l'épaisseur de la lithosphère, la chaleur se perdra principalement par conduction verticale, et non par conduction horizontale. S'il se produit des pertes thermiques significatives par transport thermique latéral, le soulèvement de la région intérieure sera compensé par la subsidence additionnelle du bassin d'effondrement. Ceci n'est vrai que du transport thermique par conduction, non du transport thermique par convection.

Le soulèvement périphérique résultant d'un transfert thermique par conduction a été étudié par Beaumont et al. (1982a), entre autres. C'est ce qu'illustre la figure 9-41 dans laquelle le soulèvement des épaulements du rift ne résulte que de la conduction, à condition que les viscosités soient élevées ($\eta_0 \approx 10^{21}$ Pa•s). Les résultats de ces modèles montrent que le soulèvement dû à la conduction thermique latérale est faible, inférieur à 300 m environ. Ce soulèvement pourrait être amplifié de deux à trois fois par l'érosion de la région soulevée, mais est plus probablement compensé par la subsidence flexurale qui a lieu en réponse à la surcharge sédimentaire.

Ce soulèvement des épaulements du rift causé par la convection à petite échelle peut atteindre 1 km (fig. 9-41), et même davantage avec l'érosion. Si la distension est lente, la majeure partie du soulèvement a lieu durant la phase de rifting, tandis que si elle est rapide, ce soulèvement est particulièrement prononcé durant la phase postérieure au rifting. Le soulèvement persiste pendant des périodes équivalentes à environ une constante de temps thermique, puis décroît lentement. Ce type de processus permet d'expliquer non seulement le soulèvement contemporain du rifting, mais aussi le soulèvement postérieur, du type observé dans l'est de l'île de Baffin. Dans cette région, des sédiments marins contemporains du rifting et du début de la phase postérieure sont présents actuellement à 600 m au-dessus du niveau marin et, de plus, le soulèvement du relief de l'île de Baffin est semblable à celui illustré à la figure 9-41 dans le cas de vitesses élevées de distension. Un processus similaire a aussi été suggéré et permettrait d'expliquer le soulèvement de la côte norvégienne (Fleitout et al., 1983).

Soulèvement dû à la formation de failles et de flexures

Des variations de hauteur résultant d'un rajustement isostatique durant la phase de déformation d'un rift peuvent jouer un rôle important dans le soulèvement des épaulements du rift. Considérons tout d'abord une seule faille normale telle que celle de la figure 9-35d. La redistribution de masse causée par un rejet de faille provoque une variation de hauteur par rajustement isostatique. Dans ce cas, le compartiment inférieur de la faille est soulevé d'une quantité proportionelle à la subsidence du compartiment supérieur. Les calculs effectués par Jackson et McKenzie (1983) suggèrent que le rapport du soulèvement du compartiment inférieur à la subsidence du compartiment supérieur est d'environ 0,1, à condition que le compartiment inférieur ne soit pas enfoui sous des sédiments. Ce soulèvement a lieu, parce que la faille allège le compartiment inférieur et lui permet de remonter au-dessus de son niveau inital. Si une zone de rift contient une seule faille de ce type, la bordure du rift se soulève d'environ 1 km dans le cas d'un bassin de 10 km de profondeur. Selon Jackson et McKenzie (1983), ce type de soulèvement aurait créé les îles surélevées de la mer Égée, région de distension active, et des failles similaires pourraient limiter les chaînons dans la région de Basin and Range dans l'ouest des États-Unis.

Un soulèvement comparable peut se produire sur les marges continentales de divergence, soit par rajustment isostatique d'un côté à l'autre de grandes failles normales proches de la charnière, soit par réponse isostatique régionale de la lithosphère à des zones d'amincissement localisées de la croûte. La seconde hypothèse a été étudiée par Beaumont et al. (1982b). L'étirement et l'amincissement de la lithosphère provoquent un rajustement isostatique régional. Si la lithosphère conserve une résistance finie, il se produit une flexure de la lithosphère. Près des bordures de la zone de rift où la lithosphère s'épaissit, la région non étirée subit un bombement par flexure en réponse aux forces de flottabilité et de gravité. Le soulèvement peut atteindre 1 km et, comme le soulèvement contrôlé par des failles, est permanent.

Le rajustement isostatique dû à la formation de flexures et de failles pendant le rifting provoque des soulèvements significatifs et permanents des épaulements du rift. Il peut y avoir soulèvement thermique durant le rifting ou pendant la phase postérieure; le soulèvement décroît ensuite progressivement. Ces différences temporelles suggèrent que l'importance relative de ces mécanismes peut être identifiée par une étude précise de la stratigraphie. Par exemple, la présence de sédiments marins contemporains du rifting à une altitude de 600 m dans l'est de l'île de Baffin suggère un soulèvement postérieur au rifting, compatible avec un transfert de chaleur par convection. Cette marge date du Tertiaire précoce et la réduction progressive du soulèvement thermique n'est pas encore apparente. Ceci est également compatible avec les résultats du modèle. Le modèle cinématique le mieux adapté à la région de la cuvette du canyon de Baltimore semble indiquer que l'effet combiné de la distension dépendante de la profondeur et du relief permanent préexistant, peut-être en raison de la formation de flexures ou de failles pendant le rifting, concorde le mieux avec la stratigraphie de cette région. Il est important de rappeler que la distension dépendante de la profondeur est l'équivalent cinématique de la convection à petite échelle dans les modèles dynamiques, de sorte qu'on doit considérer à la fois les processus thermiques et isostatiques étudiés dans la présente section, pour décrire la stratigraphie du côté continental de la charnière. Cependant, les effets de l'érosion, des variations du niveau marin et de la flexure causée par la surcharge sédimentaire rendent difficile l'identification de chacun de ces divers processus dans de nombreuses autres régions.

Rôle de la fusion partielle

Toute forme d'amincissement lithosphérique peut s'accompagner d'une fusion partielle de l'asthénosphère du manteau. Les produits de fusion peuvent être à l'origine du volcanisme observé sur certaines marges de divergence, lorsque se produit un amincissement substantiel de la lithosphère. Jusqu'à maintenant, dans le présent chapitre, les auteurs n'ont pas encore étudié la façon dont se forment les produits de fusion, bien que certains des modèles impliquent la formation, la ségrégation et la migration d'un magma. Quelques modèles simples de formation d'un magma seront décrits dans la présente section ainsi que

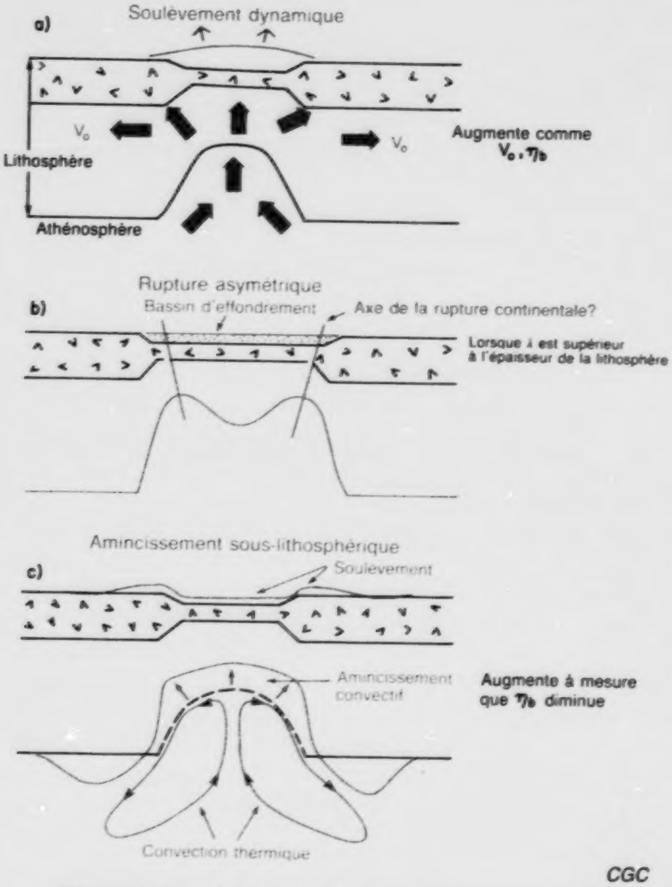


Figure 9-44. Schéma des trois processus prévus par les modèles dynamiques de distension, mais qui ne sont pas prévus par les modèles cinématiques. Les lignes rouges mettent en évidence les processus en cours.

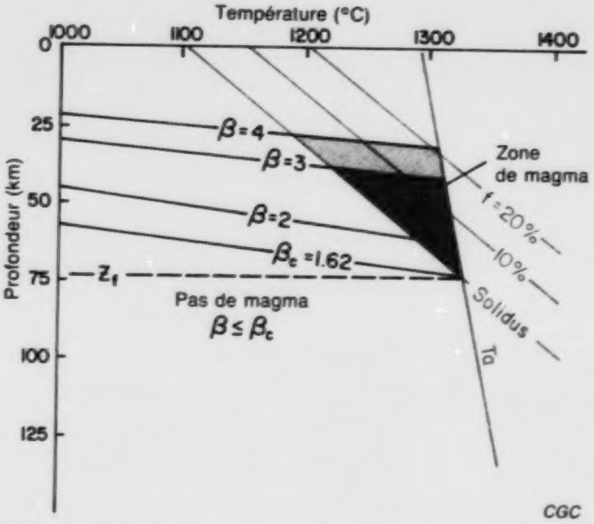


Figure 9-45. Température en fonction de la profondeur dans la partie inférieure de la lithosphère. Les lignes noires montrent les températures prévues par le modèle de distension uniforme, pour diverses valeurs de ß. Les lignes rouges représentent le degré de fusion partielle prévu dans le cas d'un manteau pyrolitique; par exemple, f = 20 % indique les températures et profondeurs auxquelles 20 % des roches du manteau forment un magma. T_a représente la courbe adiabatique du manteau. Si la base de la lithosphère se trouve au-dessous du niveau Z_f, il ne se forme aucun magma. La région ombrée est celle où devrait se produire une fusion partielle, et où le solidus intersecte les géothermes. Les différentes teintes ombrées correspondent aux différentes régions dans lesquelles se forme un magma, à mesure que ß augmente, passant de $ß_c$ à 2, de 2 à 3 et de 3 à 4.

seront présentés quelques résultats d'observations qui confirment l'existence de ce processus.

Considérons le modèle de distension uniforme, dans lequel ont lieu la distension et l'amincissement de la lithosphère selon un facteur ß. À mesure que s'amincit la lithosphère, l'asthénosphère s'élève au-dessous de la région amincie. Si le processus est assez rapide pour être considéré comme adiabatique, la lithosphère en étirement et l'asthénosphère ascendante se trouvent soumises à une diminution de pression à température constante. La diminution de pression favorise une fusion partielle de la fraction basaltique, plus volatile, des roches du manteau. Le degré de fusion partielle dépend de la diminution de pression, laquelle est liée à l'amincissement selon un facteur ß. C'est ce qu'illustre la figure 9-45, où sont indiqués les détails suivants : le solidus et le degré de fusion partielle dans le cas d'un manteau de composition pyrolitique, surimposés à la distribution des températures dans la lithosphère inférieure et dans l'asthénosphère pour diverses valeurs de ß. Le solidus recoupe le gradient thermique adiabatique de la lithosphère (T_a) à une profondeur d'environ 75 km, de sorte qu'aucun magma ne se forme jusqu'à ce que la limite lithosphère-asthénosphère atteigne cette profondeur critique (Z_f) qui nous permet de définir une valeur ß critique applicable au début de la fusion, $ß_c$. Il est possible de calculer la quantité totale de magma, en intégrant sur l'ensemble de la zone de fusion la région ombrée de la figure 9-45. Les calculs numériques sont décrits en détail par Foucher et al. (1982). Il est possible d'exprimer la quantité totale de magma disponible par l'épaisseur équivalente d'une couche basaltique :

$$h_b = \frac{\rho_l L_f}{\rho_b\, 2} ß_c\, \alpha \left(\frac{1}{ß_c} - \frac{1}{ß}\right)^2;\ ß \geq ß_c \text{ (voir tableau 9-2)}$$

Pendant le rifting, la subsidence est modifiée par la fusion partielle. La production du magma basaltique moins dense tend à créer une subsidence initiale relativement moins importante que dans le modèle de distension uniforme sans apparition de produits de fusion, pour la même valeur de ß. Il est possible de calculer les différences de subsidence initiale par la formule suivante :

$$S_l = S_l \text{ (sans produits de fusion)} - h_b\, (\rho_a - \rho_c) / (\rho_a - \rho_w)$$

Dans cette expression, on suppose l'existence d'une surcharge exercée par l'eau. S_l est la subsidence initiale dans

le cas d'une distension uniforme sans produits de fusion (tableau 9-6). Le second terme est l'effet de la fusion partielle. La figure 9-46 indique la subsidence initiale et l'épaisseur équivalente de basalte, associées à une distension à vitesse constante, en admettant qu'il n'y ait pas de pertes thermiques durant la phase de rifting. Les valeurs paramétriques données au tableau 9-2 ont été utilisées, et ont permis d'obtenir ces résultats. L'épaisseur maximale du basalte est de 5,5 km si $\beta \rightarrow \infty$, résultat équivalent à la formation d'une croûte océanique. Non seulement la subsidence initiale avec fusion partielle est inférieure à celle survenant dans le modèle de distension uniforme, mais encore elle montre une diminution plus marquée en fonction du temps. Les courbes de fusion suggèrent qu'il n'y aura plus de subsidence si $\beta > 3$. Il peut en résulter un milieu propice à la formation d'une discordance de rupture.

Qu'arrive-t-il au mélange en fusion une fois qu'il s'est formé ? Il existe deux modèles extrêmes possibles (fig. 9-47). Dans le premier modèle, il se produit une ségrégation des produits de fusion qui migrent à travers la lithosphère et se solidifient aux niveaux crustaux. Ce magma peut constituer une plaque au-dessous de la croûte continentale ou être intrusif dans celle-ci, comme cela est le cas dans le modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma. Autrement, les produits de fusion peuvent être retenus dans l'asthénosphère. Dans le second cas, la subsidence initiale est moindre, parce que le magma a la densité la plus faible. L'hypothèse d'une migration du magma ou des produits de fusion est vérifiée par les résultats des études sismiques de la croûte réalisées dans la cuvette du canyon de Baltimore (LASE Study Group, 1985). Dans cette région, il existe une couche crustale inférieure caractérisée par une vitesse sismique d'environ 7,2 km/s, qui est en continuité avec la croûte océanique inférieure, au large. Ceci confirme la validité du modèle de ségrégation du magma, dans lequel se produit un passage graduel de la croûte continentale à la croûte océanique, à mesure que se forme davantage de mélange basaltique en fusion. Il existe des couches crustales profondes du même type sur les marges extracôtières de l'Est du Canada.

Si le magma est retenu dans l'asthénosphère (fig. 9-47), il peut migrer jusqu'à la surface au moment de la rupture finale du continent. C'est ainsi que peuvent apparaître de vastes quantités de matériel basaltique près de la limite entre l'océan et le continent, ce qui expliquerait la formation de marges comme le plateau de Voring et le plateau de Rockall. L'association de réflecteurs sismiques inclinés et de coulées de laves sur ces marges, et sur de nombreuses autres, pourrait indiquer que ces processus sont fréquents (Hinz, 1981; Mutter et al., 1982). Les monts sous-marins Fogo en bordure de la marge méridionale des Grands Bancs se sont peut-être formés de cette façon (voir le chapitre 2).

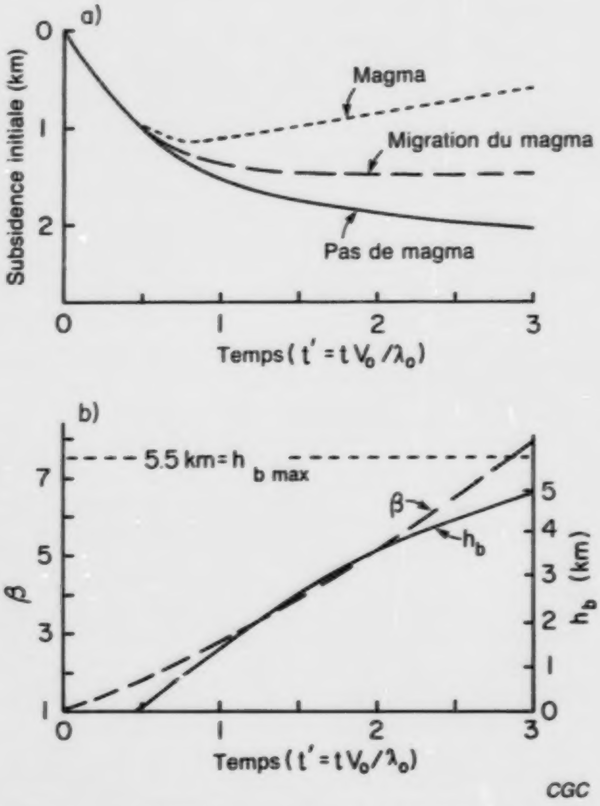


Figure 9-46. Courbes représentant la subsidence initale (a), le degré de distension, et les quantités de basalte produites (b) en fonction du temps. Ces résultats ont été calculés dans le cas d'une vitesse constante de distension (V_0). Dans le panneau a, le modèle de simple distension uniforme, sans production de magma, est comparé aux deux cas où est incluse la production de mágma, de la façon décrite dans le texte.

ÉVOLUTION THERMIQUE ET MATURATION DES SÉDIMENTS DE LA MARGE CONTINENTALE

Dans les sections précédentes, ont été traitées l'évolution structurale, sédimentaire et de la subsidence des marges continentales. La présente section se concentre sur l'évolution thermique des sédiments. Quatre facteurs influencent la température : 1) le réchauffement lithosphérique contemporain de la phase de rifting et le refroidissement postérieur à cette phase, qui déterminent le flux thermique basal dans les sédiments; 2) les propriétés thermiques des sédiments, en particulier leur conductivité thermique, qui déterminent les propriétés isolantes des sédiments de couverture; 3) la production de chaleur par des éléments radioactifs, dans les sédiments et la croûte supérieure, qui élève la température des sédiments; et 4) la subsidence qui contrôle la profondeur d'un horizon sédimentaire donné. Les auteurs supposent que la chaleur est transportée par conduction et que la convection des fluides, ou l'écoulement des fluides expulsés durant la compaction, ne transporte pas suffisamment de chaleur pour avoir un effet significatif. Ce n'est pas toujours le cas dans tous les types de bassins sédimentaires, comme l'ont indiqué Oxburgh et Andrews-Speed (1981), Andrews-Speed et al. (1984), Garven et Freeze (1984a, b), Beaumont et al. (1985) et Majorowicz et al. (1984). Toutefois, la validité des hypothèses, qui sont présentées dans les exemples qui suivent, est appuyée par une comparaison des observations avec les prévisions du modèle.

L'évolution thermique des sédiments pourrait s'avérer importante, parce qu'elle permet peut-être d'établir un lien entre le processus de conversion de la matière organique en hydrocarbures (ou la maturation des sédiments) et l'évolution thermique. La possibilité de prévoir la maturation dans un bassin sédimentaire à partir de quelques rares données — par exemple, de la stratigraphie déterminée par des méthodes sismiques, de l'étude de puits isolés et d'un peu d'information sur la conductivité thermique des sédiments — faciliterait l'exploration pétrolière et gazière, en particulier dans les régions pionnières. L'importance de l'évolution thermique sera illustrée à l'aide d'exemples tirés de l'étude du bassin Néo-Écossais, à propos duquel existent suffisamment de données pour que l'on puisse mettre à l'épreuve les prévisions du modèle.

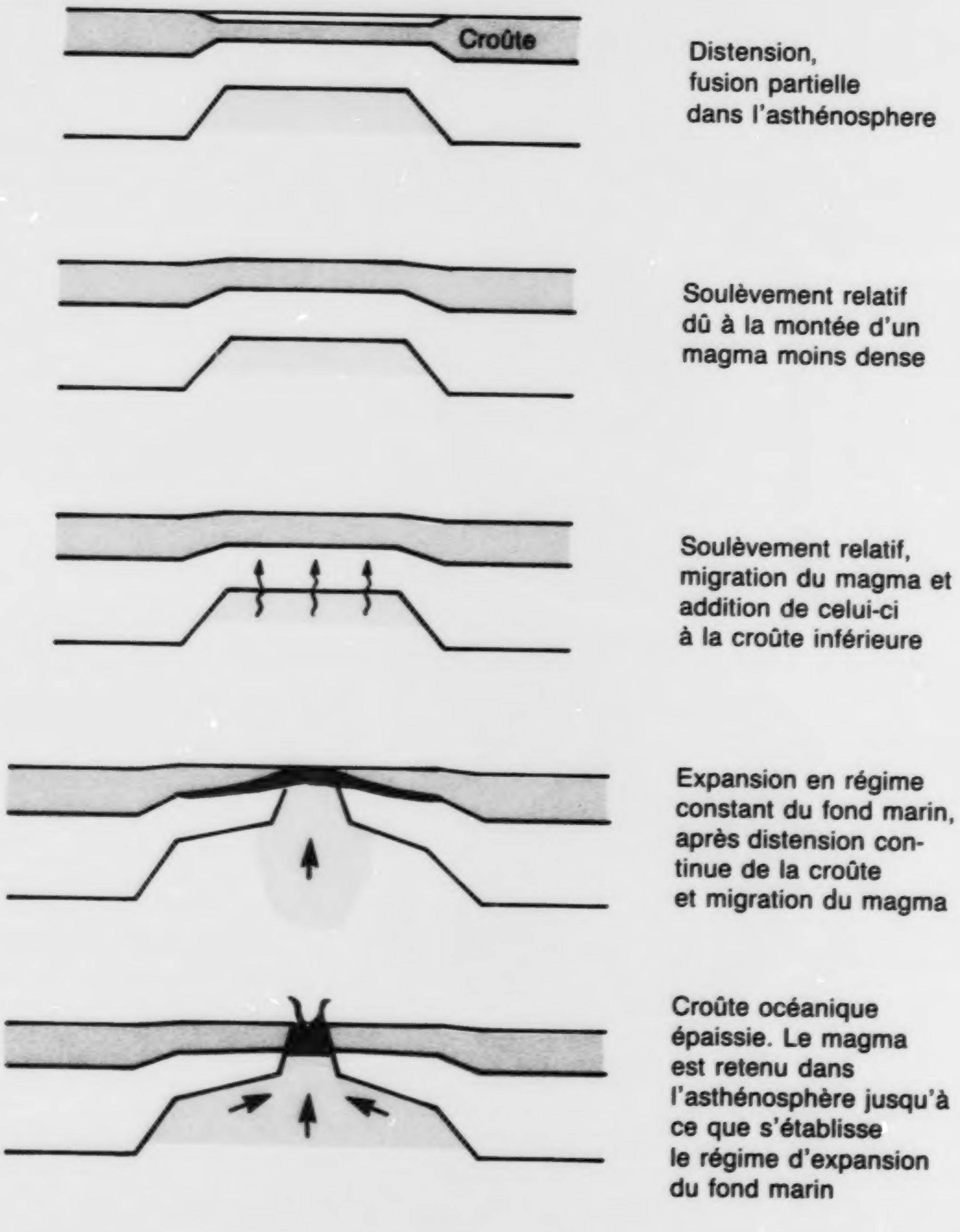
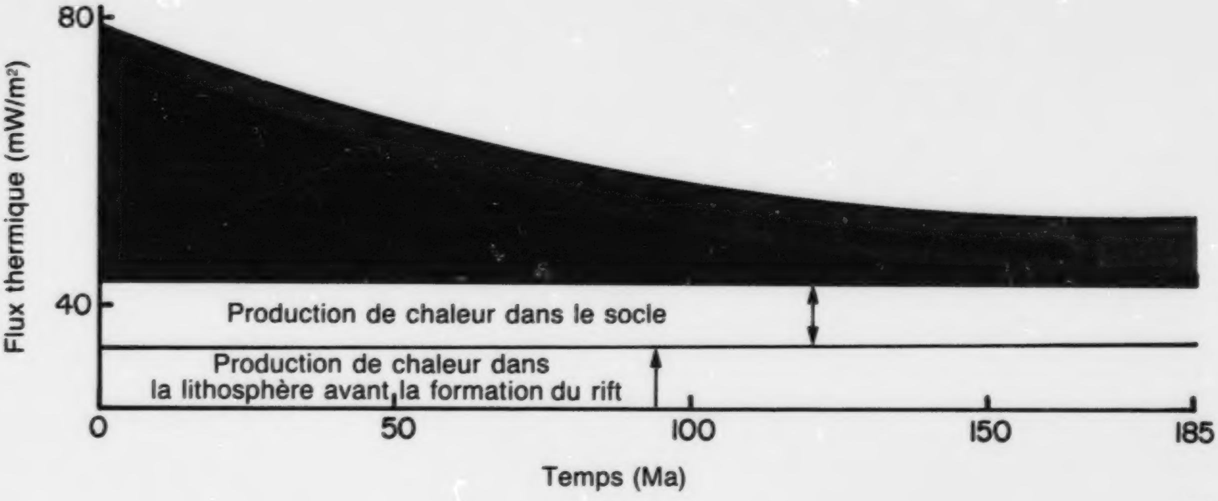


Figure 9-47. Évolution d'une marge de divergence avec étirement et production de magma. La fusion partielle qui a lieu dans l'asthénosphère est figurée par les zones rouge clair, et la couche basaltique formée par ségrégation, migration et solidification du magma est représentée par les zones rouge foncé.



CGC

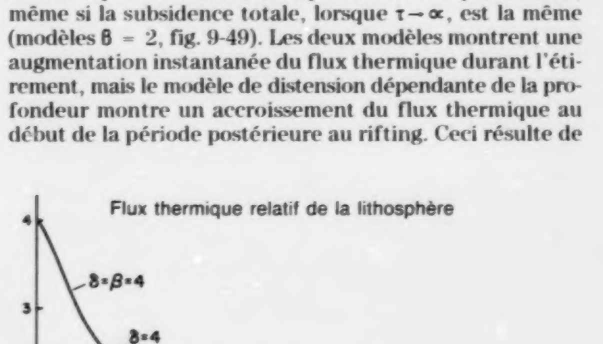
Figure 9-48. Contributions relatives au flux thermique total de surface en fonction du temps, depuis le rifting, dans le cas d'un modèle de distension uniforme où $\beta = 2$ (d'après Keen et Lewis, 1982).

Modèle prévisionnel de l'évolution thermique

Flux thermique dans les sédiments

Des modèles cinématiques simples prévoient l'évolution thermique des sédiments avec une précision qui dépend, d'une part, de la façon dont les paramètres du modèle arrivent à décrire le comportement thermique de la lithosphère et, d'autre part, du choix des propriétés thermiques des sédiments. Le comportement thermique de la lithosphère dépend du flux thermique à l'équilibre, à travers la base de la lithosphère, et de l'accroissement de ce flux thermique durant le rifting. Dans les modèles cinématiques (fig. 9-8), le flux thermique à l'équilibre est donné par $Q_o = KT_m / a$, où K est la conductivité thermique moyenne, T_m est la température basale, et « a » est l'épaisseur de la lithosphère. Les valeurs paramétriques ont été choisies de façon à ce que $Q_o = 33$ mW/m², valeur conforme aux estimations provenant d'études faites dans le monde entier sur le flux thermique (Sclater et al., 1980), et aux mesures détaillées du flux thermique effectuées dans la région atlantique du Canada (Hyndman et al., 1979). Outre ce flux thermique constant à l'équilibre, un flux thermique élevé est produit durant le rifting par l'étirement lithosphérique (fig. 9-48). Dans le cas du modèle cinématique de distension uniforme instantanée, l'étirement selon un facteur β augmente le flux thermique jusqu'à βQ_o. Après le rifting, la lithosphère se refroidit et le flux thermique diminue progressivement jusqu'à l'équilibre thermique avec une constante de temps exprimée par τ (62 Ma, fig. 9-48). Ainsi, plusieurs constantes de temps après l'apparition du rift, le flux thermique lithosphérique se rapproche de Q_o.

Le flux thermique de la lithosphère répond de façon différente aux divers processus de rifting. La figure 9-49 est un graphique illustrant le flux thermique de la lithosphère en fonction du temps, pour plusieurs modèles cinématiques instantanés et pour un modèle dynamique, qui ont tous été antérieurement décrits dans le présent chapitre. Il existe des différences significatives entre les modèles cinématiques de distension uniforme et les modèles cinématiques de distension dépendante de la profondeur, même si la subsidence totale, lorsque $\tau \to \infty$, est la même (modèles $\beta = 2$, fig. 9-49). Les deux modèles montrent une augmentation instantanée du flux thermique durant l'étirement, mais le modèle de distension dépendante de la profondeur montre un accroissement du flux thermique au début de la période postérieure au rifting. Ceci résulte de



cgc

Figure 9-49. Flux thermique relatif en fonction du temps de modèles présentant diverses valeurs des paramètres de distension, β et δ. La courbe en rouge est le flux thermique dans le cas du modèle dynamique décrit dans le texte, ayant les paramètres suivants : $V_o = 0,1$ cm/a, $\Delta t_r = 40$ Ma, $\lambda_o = 40$ km et $\eta_b = 2,5 \times 10^{-19}$ Pa•s. Ce modèle donne, comme valeurs effectives de β et δ, 2 et 4 respectivement. Dans tous les cas, seul le flux thermique de la lithosphère est indiqué; ni la croûte ni les sédiments ne contribuent à la production de chaleur.

l'étirement plus grand et du flux thermique plus élevé dans la lithosphère inférieure ($\delta > \beta$). Le modèle dynamique illustre quelques-uns des changements de la réponse thermique à une longue phase de rifting. La caractéristique peut-être la plus importante de toutes ces courbes est que, malgré les différences significatives que présente le flux thermique initial, ces différences disparaissent environ une constante de temps thermique après le rifting. Seuls les sédiments déposés avant cette époque peuvent montrer de grandes différences dans leur évolution thermique.

La production de chaleur dans la croûte supérieure accroît de façon significative le flux thermique à l'équilibre. Des études portant sur la corrélation entre le flux thermique et la production de chaleur dans l'est de l'Amérique du Nord, y compris la région atlantique du Canada, suggèrent que la production de chaleur dans la croûte peut s'expliquer par la présence d'une couche supérieure de 7,5 km d'épaisseur, caractérisée par une production constante de chaleur de 2,1 $\mu W/m^3$ (Hyndman et al., 1979). Cette situation caractérise la région continentale non étirée jouxtant la marge Néo-Écossaise. Lorsque la croûte est étirée durant la phase de rifting, l'épaisseur de la couche productrice de chaleur dans le socle s'amincit selon un facteur β, et sa contribution au flux thermique total de surface diminue. Ainsi, dans une marge sédimentaire ancienne et maigre se rapprochant d'un équilibre thermique, comme la marge nord du golfe de Gascogne, le flux thermique devrait être nettement moins élevé dans les régions étirées que dans les régions non étirées (Foucher et Sibuet, 1980).

Une épaisse séquence sédimentaire compense en partie la couche crustale plus mince et productrice de chaleur, parce qu'un certain nombre de lithologies communes produisent de fortes quantités de chaleur (Keen et Lewis, 1982; fig. 9-48). Les mesures de la production de chaleur faites sur des échantillons provenant de profonds puits d'exploration suggèrent que dans les sédiments du bassin Néo-Écossais, la chaleur produite représente 15 % du flux thermique total de surface (fig. 9-48). C'est un facteur relativement modeste, mais important du point de vue de la maturation des sédiments.

Ainsi, le flux thermique comporte quatre éléments, tous sensibles aux valeurs paramétriques du modèle. Deux de ces éléments sont fonction du temps sur toute la période postérieure au rifting - le flux thermique additionnel résultant de l'étirement et la production de chaleur par les sédiments (fig. 9-48). Cette dernière varie avec le temps, parce que sa contribution augmente avec l'épaisseur des sédiments. De toute évidence, il est incorrect de considérer que, sur les marges de divergence, le flux thermique reste constant en fonction du temps, comme l'ont fait certains chercheurs en estimant l'état de maturation des sédiments (par exemple Robbins et Rhodehamel, 1976).

Conductivité thermique

La température et les gradients thermiques des sédiments sont donnés par

$$T(z,t) = T_{surface} + \int_{0}^{z} |Q(z,t)/K(z)|\, dz$$

où Q est le flux thermique total à la profondeur (z) et au temps (t). K est la conductivité thermique des sédiments et varie avec la porosité et selon la lithologie. La conductivité thermique joue un rôle aussi important que le flux thermique, dans les calculs de la température des sédiments à partir d'un modèle. Les valeurs de la conductivité globale d'une colonne sédimentaire ont été calculées en un lieu unique par une méthode simple (Beaumont et al., 1982a). À chaque lithologie est attribuée une conductivité de la matrice sédimentaire (tableaux 9-3, 9-5). Les sédiments ajoutés durant chaque intervalle peuvent englober plusieurs lithologies, de sorte que la moyenne géométrique des valeurs de la matrice peut être utilisée selon la composition des sédiments. Le lien entre la porosité et la profondeur, pour chaque lithologie, est donné par une équation de la forme $\Phi = \Phi_0 e^{-hz}$. Il est possible d'obtenir les paramètres Φ_0 et h à partir de diagraphies effectuées dans les puits, de la densité et de la vitesse du son. Les auteurs ont constaté que les diagraphies acoustiques ont donné des estimations cohérentes de h; les résultats provenant de plusieurs formations apparaissent à la figure 9-50. Les estimations de la porosité du fond marin (Φ_0) n'étant pas bien déterminées par cette méthode, les auteurs ont, à la place, utilisé les valeurs de Φ_0 publiées pour divers types de sédiments. Les conductivités de la matrice sédimentaire sont basées sur une porosité nulle. Pour obtenir des valeurs représentatives de la conductivité des sédiments poreux, on a utilisé le modèle de conductivité thermique de Maxwell (Beck, 1976). Ce modèle correspond physiquement à un milieu dans lequel des grains solides sont dispersés dans l'eau; à une porosité donnée, il établit une corrélation entre la conductivité des sédiments et la conductivité de la matrice.

Une détermination précise de la conductivité de la matrice est essentielle pour que le modèle donne des résultats valables. Il est possible de déduire certaines valeurs de diverses mesures figurant dans la littérature scientifique, mais les valeurs rapportées pour un « shale » peuvent, par exemple, varier d'un facteur de 2, de sorte qu'un choix erroné pourrait sérieusement fausser l'évolution thermique. Ansi, des mesures de la conductivité de la matrice ont été faites sur 32 échantillons provenant de 14 puits d'exploration profonds du bassin Néo-Écossais, et quatre échantillons ont été prélevés dans chacune des principales formations (tableau 9-3). Ces valeurs, dont la moyenne est de 1,88 W/m°C, sont nettement plus basses que les conductivités « habituellement rapportées ».

À la figure 9-51, sont comparées (Issler, comm. pers., 1984) les températures observées et les températures calculées du puits Bluenose G-47, pour indiquer la sensibilité des températures des sédiments envers certaines des propriétés thermiques de ces sédiments. Comme précisé plus haut, les conductivités « couramment rapportées » employées par Beaumont et al. (1982a) sont de toute évidence incorrectes. Ces chercheurs ont calculé que les gradients géothermiques étaient d'environ 16°C/km, toujours plus bas que ceux observés dans le puit Bluenose G-47 et les autres puits. La quantité de chaleur supplémentaire liée à une production radiogénique dans une couche crustale proche de la surface productrice de chaleur, à 7,5 km de profondeur, et ailleurs dans la colonne sédimentaire augmente le gradient géothermique de façon significative, mais les valeurs prévues sont encore trop basses. Il est possible d'obtenir de bien meilleurs résultats en employant les conductivités thermiques mesurées; dans ce cas, les résultats concordent avec les températures observées. L'importance d'un contrôle adéquat sur les propriétés thermiques des sédiments est claire. À une profondeur de 4 km, des

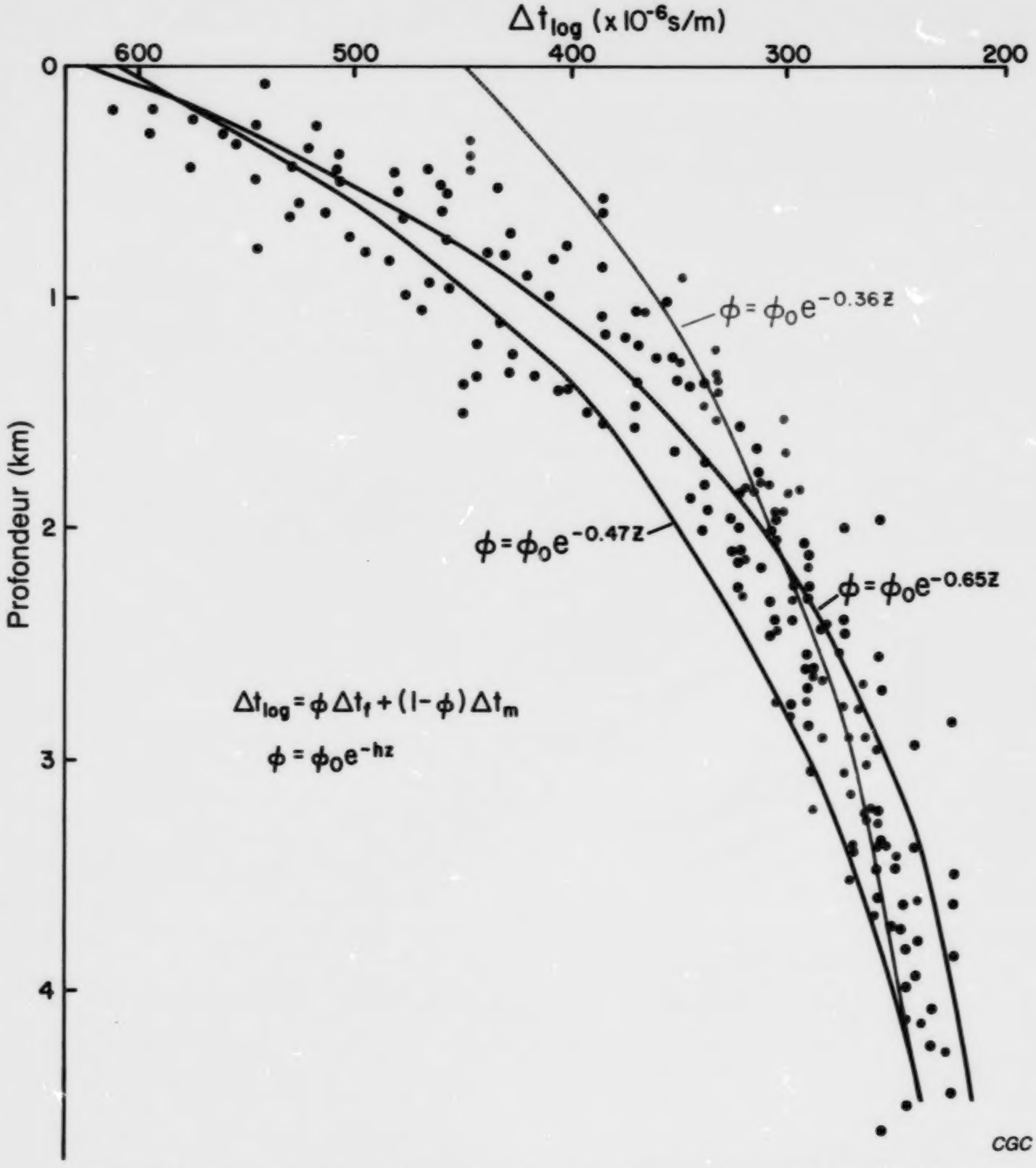


Figure 9-50. Diagrammes du logarithme du temps de parcours des ondes sonores (Δt) en fonction de la profondeur. Les unités sédimentaires principalement composées de shales et de grès sont représentées par des points noirs et rouges respectivement. Les courbes continues représentent les ajustements théoriques les plus précis des données, en admettant que la porosité puisse être exprimée sous forme d'une fonction exponentielle de la profondeur. La constante de compaction (h, voir le texte) peut être dérivée de ces courbes, comme l'indique le diagramme. Les valeurs de la porosité du fond marin (Φ_o) ne sont pas bien définies, en raison de la plus grande dispersion des données dans le premier kilomètre, au sommet. Les valeurs de Φ_o, qui correspondent aux courbes présentées, sont d'environ 89 et 56 % dans le cas des shales et du grès respectivement.

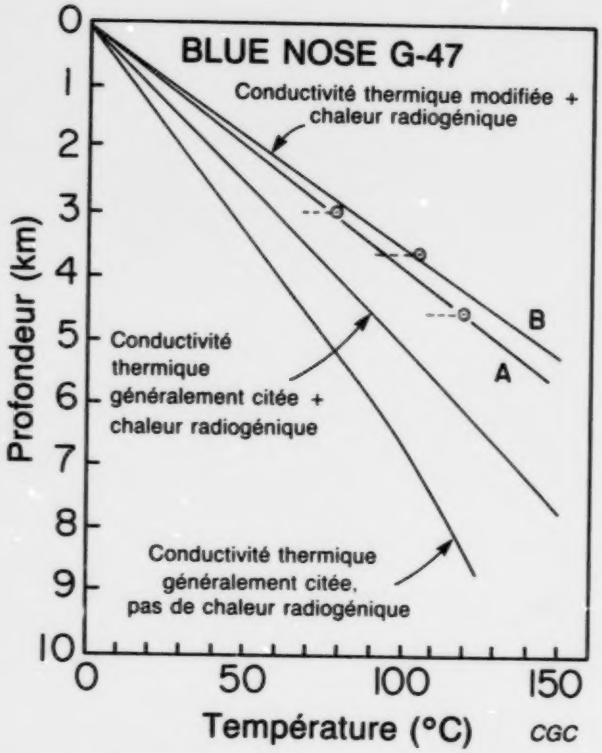


Figure 9-51. Comparaison entre les valeurs calculées et observées de la température actuelle (points rouges) en fonction de la profondeur pour le puits Bluenose G-47, sur la plate-forme Néo-Écossaise, illustrant l'influence de la conductivité thermique des sédiments et celle de la production radiogénique de chaleur. Les valeurs paramétriques des modèles A et B apparaissent au tableau 9-5.

modifications des valeurs choisies font varier les températures calculées des sédiments de plus de 20°C, et il en résulte des variations significatives dans l'estimation de l'état de maturation des sédiments (fig. 9-51).

Prévision de la température des sédiments

Une fois spécifiés le flux thermique et la conductivité thermique, il est possible de prévoir la température des sédiments en fonction du temps et de la profondeur. Le procédé le plus courant consiste à commencer par un modèle dans lequel les paramètres qui se rapportent au rift satisfont à l'évolution de la subsidence et aux autres données fournies par les observations, comme l'épaisseur de la croûte dont il a été question précédemment dans le présent chapitre. L'évolution de la subsidence est importante; même si le flux thermique était élevé, les sédiments ne pourraient être caractérisés par des températures élevées et un état avancé de maturation que s'ils sont profondément enfouis. Par exemple, de nombreux modèles de distension dépendante de la profondeur montrent un flux thermique plus élevé (fig. 9-49), mais une subsidence moindre que les modèles de distension uniforme, au début de la période postérieure au rifting. Le modèle caractérisé par le flux thermique le plus élevé ne donne pas nécessairement des sédiments plus matures durant cette période, puisque les sédiments en question sont plus proches de la surface. Cependant, après une durée d'environ une constante de temps thermique, le flux thermique a suffisamment diminué de façon progressive pour qu'il y ait peu de différence entre les divers modèles de rifting. Ainsi, vers la fin de la période postérieure au rifting, la subsidence et les taux de sédimentation régissent de façon effective l'évolution thermique.

Il est possible de prévoir, d'après le modèle (fig. 9-52), l'évolution des strates sédimentaires en fonction du temps, de la profondeur et de la température en un lieu donné. L'évolution thermique en fonction de la profondeur est indiquée par des isothermes très rapprochées les unes des autres immédiatement après la phase de rifting (flux thermique élevé), mais qui, pendant les 100 derniers Ma approximativement, ont conservé un espacement semblable, mais plus large (fig. 9-52). À l'évolution thermique se surimposent les courbes de subsidence de strates de différents âges. L'intersection d'une courbe de subsidence et d'une isotherme indique la température, l'âge et la profondeur d'une strate sédimentaire donnée. Il est ainsi possible d'illustrer l'évolution thermique dans sa totalité.

Quelle est la validité des températures calculées ? Certains paramètres sont relativement bien connus, mais il faut mettre à l'épreuve la précision globale des calculs basés sur la modélisation. La méthode la plus simple consiste à comparer les températures calculées aux températures corrigées, obtenues au fond des puits par des diagraphies. Il revient au même de comparer les mesures et les calculs du flux thermique de surface, s'il est possible de faire des mesures précises. Il est toutefois nécessaire de disposer d'autres moyens pour vérifier les paléotempératures.

Des indices de l'état de maturation des sédiments ont été facilement calculés d'après l'évolution en fonction du temps, de la profondeur et de la température, comme le montre la figure 9-52a. Parmi ceux-ci, l'indice temps-température de Lopatin (ITT; Waples, 1980) est le plus courant. On calcule l'ITT en supposant que la vitesse de réaction de la matière organique double à chaque accroissement thermique de 10°C (Hood et al., 1975). La méthode de Lopatin consiste à diviser l'évolution thermique en segments de temps i; dans chacun de ces intervalles, le sédiment séjourne pendant un temps Δt_i à une température comprise entre T_i et T_i + 10°C. On calcule ensuite l'indice l'ITT de Lopatin avec la formule suivante :

$$ITT = \sum_i 2^{T_i/10} \Delta t_i$$

Il convient de se rappeler que le calcul de l'ITT est basé sur l'évolution thermique modélisée et n'est pas une quantité mesurable. Il faut au contraire procéder à son calibrage en fonction des indices mesurables de l'état de maturation des sédiments, comme la réflectance de la vitrinite (R_o), dont il est question dans la section suivante. Issler (1984) a réalisé une étude détaillée des valeurs de R_o observées en fonction de l'ITT dans le cas du bassin Néo-Écossais. La relation empirique qu'il a déduite, en supposant un flux thermique constant, est :

$$\log ITT = 6{,}1841 \log R_o + 2{,}6557$$

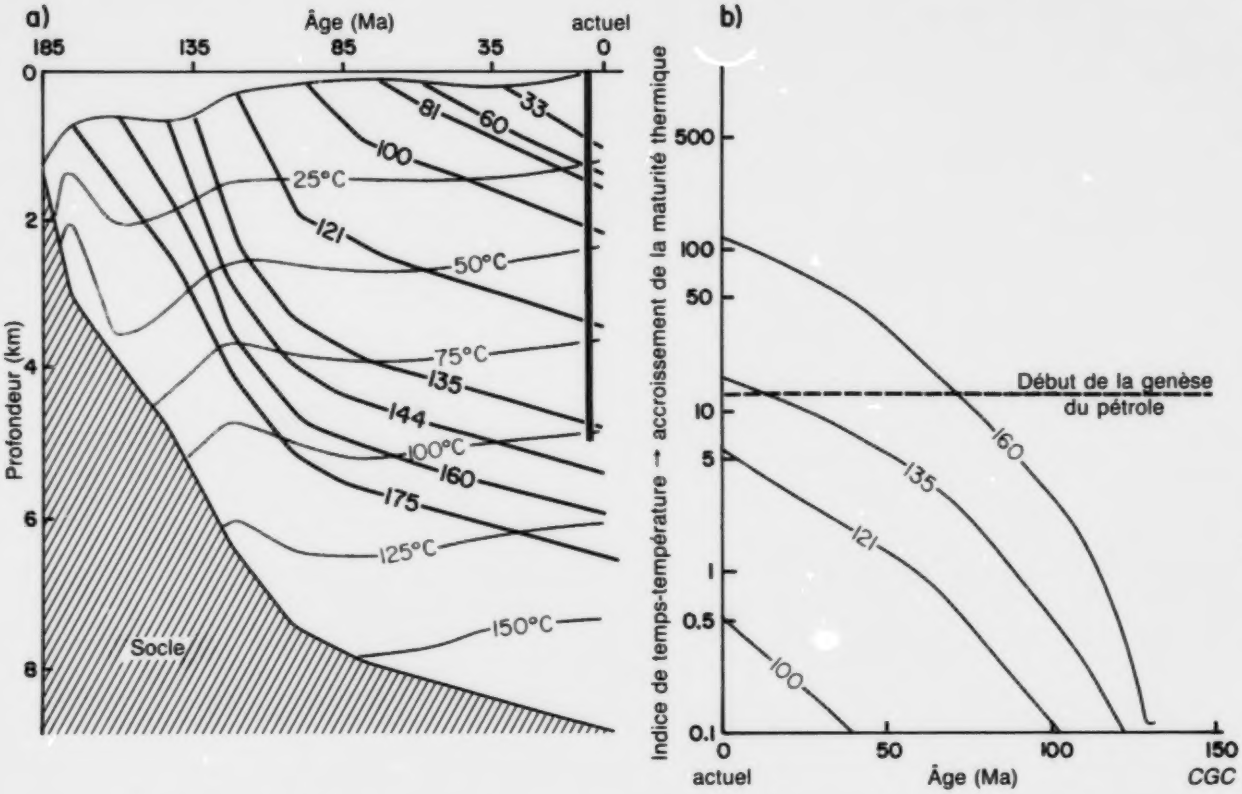


Figure 9-52. Prévision de l'état de maturation des sédiments à partir d'une évolution thermique donnée. Le panneau a montre l'évolution thermique d'un certain nombre d'unités sédimentaires déposées aux époques (exprimées en Ma) indiquées sur les courbes noires continues. Ces dernières décrivent l'évolution de la subsidence, et donc de l'enfouissement de ces unités. Les lignes en rouge sont des isothermes. La ligne verticale noire représente la position actuelle d'un puits traversant ces couches sédimentaires. Le panneau b montre l'indice temps-température de Lopatin calculé d'après l'évolution thermique des sédiments déposés il y a 100, 121, 135 et 160 Ma. La ligne horizontale indique le commencement de la maturité des sédiments, époque à laquelle est prévue la formation de pétrole (d'après King et Lewis, 1982).

la figure 9-52b donne un exemple des valeurs modélisées de l'ITT; cette figure montre l'ITT en fonction du temps, dans le cas de strates vieilles de 100 à 160 Ma dont l'évolution thermique apparaît à la figure 9-52a. Ces courbes de maturation permettent, non seulement de calculer l'état de maturation actuel des sédiments, mais indiquent également l'évolution de la maturation. Cette méthode est utile pour nous permettre de déterminer l'époque la plus ancienne à laquelle ont pu se former des hydrocarbures, donc à laquelle les hydrocarbures ont pu commencer à migrer à partir des roches mères jusque dans les roches réservoirs.

Limitations de nature géochimique imposées à l'évolution thermique

On convient généralement du fait que la maturation est fonction de la température, mais il est difficile de dire si l'évolution thermique est calculée avec suffisamment de précision pour que l'on puisse aussi prévoir l'état de maturation des sédiments. Par conséquent, il faut trouver un moyen de vérifier la précision des calculs portant sur l'évolution thermique. Il est difficile de vérifier les calculs des conditions passées, parce qu'il n'existe aucun géothermomètre convenable, suffisamment précis.

Parmi les géothermomètres les plus communément employés pour mesurer l'état de maturation des sédiments dans les puits extracôtiers de l'Est du Canada, on peut mentionner la réflectance de la vitrinite (R_o, Bostick, 1973) et l'indice d'altération thermique (IAT; Barss et al., 1980). Mais seule la réflectance de la vitrinite nous fournit des données quantitatives pouvant être corrélées avec l'évolution thermique.

On suppose que la plupart des réactions chimiques qui ont lieu dans le kérogène, c'est-à-dire la fraction de matière organique insoluble dans les solvants organiques habituels, sont conformes à l'équation d'Arrhenius : $k = A \exp(-E/RT)$ où k est le coefficient de la vitesse de réaction; A, le facteur de fréquence; E, l'énergie d'activation;

R, la constante d'un gaz idéal; et T, la température absolue. L'état de maturation des sédiments est alors proportionnel à la vitesse de réaction, intégrée sur le temps : $M \alpha \int k(t)\, dt$. Ainsi, la R_o et les autres indices de l'état de maturation sont des fonctions de l'évolution température-temps intégrée des sédiments. Les valeurs de R_o n'indiquent pas si les sédiments ont été soumis à une basse température pendant une longue durée ou à une température beaucoup plus élevée pendant une période brève. Toutefois, le contexte géologique aide habituellement à déterminer qualitativement le cheminement probable temps-température. Avec une évolution thermique donnée, la méthode habituelle de comparaison des valeurs de R_o mesurées et calculées consiste à calculer les valeurs de R_o en fonction de l'évolution thermique. Les valeurs de R_o calculées sont dans l'ensemble généralement tirées de courbes calibrées empiriquement, qui nous donnent la R_o en fonction du temps et de la température. Ces courbes sont dérivées de l'équation d'Arrhenius, en partant du principe que les réactions sont de premier ordre et en utilisant les valeurs de A et E déduites de l'évolution thermique connue ou des expériences conduites en laboratoire (Bostick, 1973). L'emploi de la R_o pour vérifier les résultats des calculs dérivés du modèle pose plusieurs problèmes. La vitrinite est un composé organique complexe, un macéral de la houille, et sa réflectance peut largement varier en fonction de la température en raison de la variabilité de sa composition. L'échelle de réflectance est empirique et doit être calibrée en fonction de l'évolution thermique hypothétique. Les isotopes stables, la coloration des conodontes, les indicateurs géochimiques inorganiques et les indices d'altération thermique n'ont pas une utilité supérieure à la réflectance de la vitrinite. Toute méthode basée sur les équilibres des diverses phases constituant la matière inorganique est potentiellement suspecte, parce que l'existence même d'un état d'équilibre correspondant à un état de pression-température donné dépend de la présence d'espèces chimiques qui peuvent limiter les réactions. Ceci peut être également vrai des composés organiques complexes.

Une méthode différente consiste à utiliser la cinétique de réactions moléculaires spécifiques. Dans le cas de molécules organiques, les réactions activées thermiquement peuvent imposer certaines limitations à l'évolution thermique, lesquelles peuvent être comparées aux prévisions du modèle. En principe, ce sont les paramètres cinétiques d'une réaction, E et A, qui sont mesurés. Il est alors possible d'évaluer le degré de progression de la réaction dans la colonne sédimentaire par intégration des équations décrivant la réaction, en utilisant l'évolution thermique du modèle. Le degré de réaction survenu dans les échantillons est alors mesuré, et la théorie comparée aux observations. Si on estime connaître avec une précision suffisante les paramètres cinétiques, on peut, en appliquant cette comparaison à une série d'échantillons, accepter ou rejeter l'évolution thermique du modèle. Dans la section suivante, est étudiée l'application de cette technique en utilisant les réactions simples d'aromatisation et d'isomérisation d'hydrocarbures spécifiques pour encadrer l'évolution thermique du modèle.

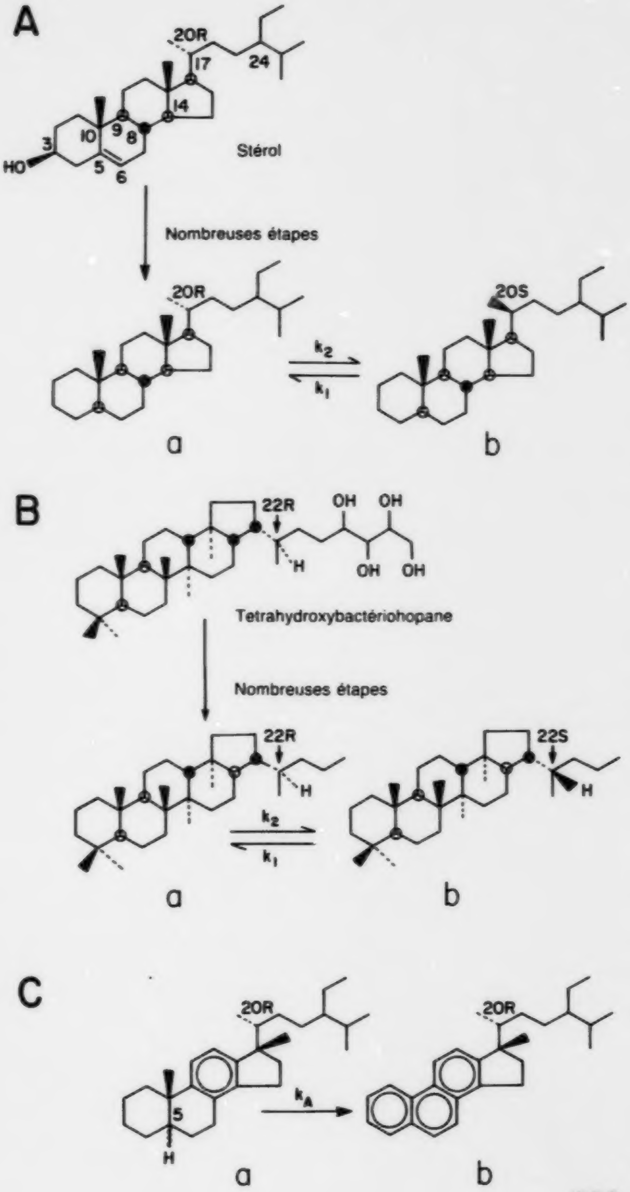
Réactions d'aromatisation et d'isomérisation (A-I) et évolution thermique de la marge Néo-Écossaise

Aux températures peu élevées, la décomposition des constituants organiques des sédiments est complexe et l'activité microbienne joue un rôle aussi important que les effets thermiques. Toutefois, les réactions qui ont lieu dans les alcanes saturés et les hydrocarbures aromatiques aux températures dépassant 50°C sont principalement une réponse aux accroissements de température. Les réactants et les produits de ces réactions peuvent être tous deux identifiés, parce que la biosynthèse des enzymes des molécules parentales leur a donné des formes architecturales caractéristiques, dont ont hérité leurs produits de décomposition. Il est possible d'utiliser les quantités relatives de réactant et de produit dans les réactions simples activées thermiquement, pour évaluer l'état de maturation thermique du sédiment hôte (Mackenzie et Maxwell, 1981).

Trois réactions de ce type ont été utilisées lors d'une étude de sédiments du bassin Néo-Écossais (fig. 9-53) : (A) la conversion d'un dérivé naturel, le stérane, caractérisé par une stéréochimie R à la position du carbone 20 (C_{20}), en sa forme équivalente S; (B) une conversion stéréochimique similaire d'une chaîne latérale, à la position du C_{22}, en un hopane; et (C) la conversion d'un stéroïde monoaromatique (anneau aromatique simple) en sa forme triaromatique. Ce sont les réactions a à b dans chacun des panneaux A, B et C (fig. 9-53). Les portions supérieures des panneaux A et B montrent les molécules primitives du stérane et du hopane. Les réactions et la nomenclature des molécules sont examinées plus en détail par Mackenzie et al. (1982, sous presse).

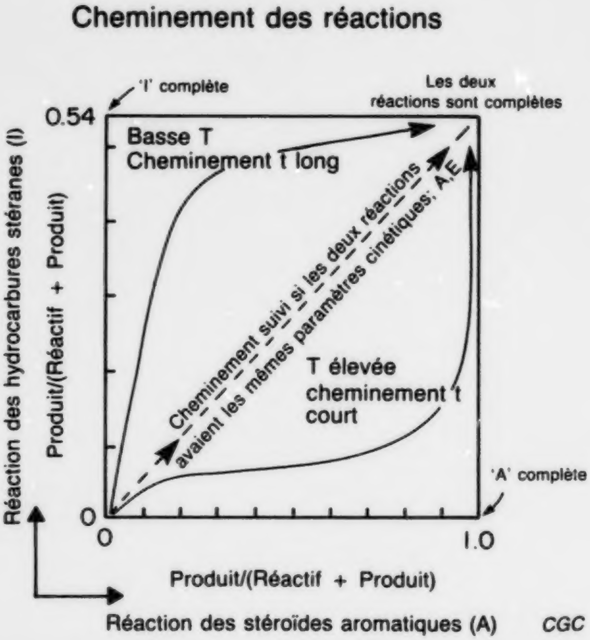
Il suffit ici de préciser que les réactions commencent avec les isomères 20R et 22R du stérane et du hopane, et avec le stéroïde monoaromatique. Aux températures élevées, ~65°C pour les isomérisations et ~90°C pour l'aromatisation, les réactions thermiquement activées commencent à convertir le réactant en un produit. Les facteurs de complication liés à la catalyse sont le retrait et l'addition de produit et de réactant, d'autres cheminements de la réaction, la contamination et l'imprégnation. Ces facteurs de complication sont examinés par Mackenzie et McKenzie (1983) et par Beaumont et al. (1985). L'isomérisation est particulièrement simple : une liaison carbone-hydrogène est rompue et un hydrogène est rattaché au même site, avec une stéréochimie R ou S. Dans ces réactions réversibles, un équilibre dynamique s'établit entre les formes R et S, qui dépend du rapport entre les vitesses de réaction prograde et rétrograde (γ). L'énergie libre des deux formes n'est pas la même, donc $\gamma \neq 1{,}0$. L'aromatisation est plus complexe; elle entraîne la perte de 7 hydrogènes et d'un substitut méthyle et elle est irréversible.

La progression des réactions est mesurée par les rapports des concentrations: 20S / (20R + 20S) pour le stérane, qui passe de 0 à 0,54 dans la gamme de températures 65-130°C; 22S / (22R + 22S) dans le cas du hopane, qui passe de 0 à 0,61 sur une gamme similaire de températures; et T / (M + T) (où M et T sont les stéroïdes monoaromatiques et triaromatiques), qui passe de 0 à 1,0 sur la gamme de températures 90-130°C.



CGC

Figure 9-53. A) Représentations des molécules d'un stérol rencontrées dans des organismes vivants et des deux hydrocarbures stéroïdes isomériques rencontrés dans des sédiments, employés pour déterminer le degré d'isomérisation, a et b. Les lignes représentent les liaisons carbone-carbone, et les atomes de carbone se trouvent aux intersections des lignes. Tous les atomes de carbone ont quatre liaisons, et lorsque celles-ci ne sont pas indiquées, les liaisons avec des atomes d'hydrogène sont implicites. Les hexagones sont des anneaux cyclohexanes non plans. Les centres d'énantiométrie sont indiqués de deux façons différentes, soit par des points soit par un triangle plein (ou une ligne interrompue) où le centre se trouve à un sommet. Un point plein (ou creux) représente un atome de carbone situé au-dessus (ou au-dessous) du plan du papier, et une liaison carbone-hydrogène pointant vers l'extérieur du (ou vers le) plan du papier. Un triangle plein (trait interrompu) montre un groupe $-CH_3$ situé au-dessus (ou au-dessous) du plan du papier. En un centre d'énantiométrie (C_{24}), la configuration n'est pas indiquée, parce que les deux isomères n'ont pas été résolus avec le système CG-SM utilisé. Des 256 arrangements possibles des huit centres d'énantiométrie montrés, seuls deux subsistent après la diagenèse initiale. Il se produit ensuite un échange d'hydrogène au site indiqué par 20, par retrait puis rattachement de l'atome d'hydrogène.
B) Les représentations d'une molécule hopanoïde rencontrée dans des organismes vivants (tétrahydroxybactériohopane) et les deux hopanes isomériques rencontrés dans les sédiments ont permis de déterminer le degré d'isomérisation, a et b.
C) (a) représente deux hydrocarbures stéroïdes monoaromatiques, qui sont isomériques en C_5 (indiqué par la liaison sinueuse C-H); l'anneau aromatique est indiqué par un cercle inséré. Les chiffres identifient les atomes de carbone. À mesure que la température augmente, l'hydrogène et un groupe méthyle font place à un hydrocarbure triaromatique. (b) On suppose que la réaction est irréversible dans les conditions géologiques.



CGC

Figure 9-54. Diagramme A-I. Les réactions commencent dans le coin gauche inférieur du diagramme et se poursuivent jusqu'à la fin dans le coin droit supérieur. Les axes sont désignés selon la progression de la réaction vers l'achèvement ou l'équilibre. Dans le diagramme, les cheminements des réactions sont caractéristiques de l'histoire thermique (T) des échantillons. S'ils ont été soumis pendant une longue durée (t) à un milieu relativement froid ($\sim$ 95°C), les réactions d'isomérisation ont tendance à se terminer avant l'aromatisation des stéroïdes; par conséquent, les cheminements sont indiqués dans la partie gauche supérieure de la figure. Inversement, si les échantillons ont été soumis pendant un intervalle court à un environment relativement chaud ($>$ 100°C), la réaction d'aromatisation des stéroïdes s'achève rapidement; par conséquent, les cheminements sont indiqués dans la partie droite inférieure du diagramme. Les paramètres cinétiques E et A sont l'énergie d'activation et le facteur de fréquence respectivement.

Les stéranes, hopanes et stéroïdes qui contiennent de 26 à 35 atomes de carbone, ce qui reflètent les variations de la longueur des chaînes latérales, sont fréquents dans la plupart des sédiments riches en matière organique (teneur en carbone organique ≥ 1 %). En conséquence, il existe de nombreux choix du point de vue des réactions spécifiques à suivre. Le choix des espèces en C_{29} dans le cas de l'aromatisation et de l'isomérisation du stérane, et des espèces en C_{32} dans le cas de l'isomérisation du hopane est étudié par Mackenzie et McKenzie (1983), qui ont aussi décrit les techniques d'extraction, ainsi que les techniques d'analyse par chromatographie en phase gazeuse et spectrométrie de masse employées pour mesurer les rapports mentionnés plus haut.

Mackenzie et McKenzie (1983) ont aussi étudié la cinétique des réactions et les équations corrélant les concentrations du réactant et du produit. En principe, les réactions sont du premier ordre et les vitesses de réaction varient avec la température conformément à la loi d'Arrhenius. Les énergies d'activation (E) et les facteurs de fréquence (A) (tableau 9-4) ont été estimés pour chaque réaction par plusieurs méthodes, y compris la comparaison des modèles et l'observation de l'étendue des réactions dans les bassins où l'évolution thermique des sédiments analysés est considérée comme bien connue. Huit bassins sédimentaires formés dans des milieux d'étirement crustal ont été étudiés (Mackenzie et McKenzie, 1983). Plus récemment, ont été incorporés les résultats d'expériences conduites en laboratoire (Abbott et Maxwell, 1985).

A, E et γ, dans chacune des réactions, sont les paramètres fondamentaux à utiliser pour calculer l'étendue de la réaction dans un modèle d'évolution temps-température. Il est possible de voir l'effet de valeurs différentes des paramètres cinétiques, si l'on compare les réactions d'isomérisation aux réactions d'aromatisation, en représentant graphiquement les réactions l'une en fonction de l'autre dans un graphique A-I (fig. 9-54). Dans les diagrammes, les cheminements indiquent la progression des réactions de leur début à leur fin. Des températures relativement basses pendant de longues périodes favorisent les réactions d'isomérisation, tandis que l'inverse favorise l'aromatisation. Cette différence est manifeste dans les diagrammes d'Arrhenius des réactions, où les lignes droites correspondant aux deux types de réactions se recoupent à mesure qu'augmente la température, permettant ainsi à l'aromatisation de se dérouler plus rapidement aux températures élevées. Les cheminements suivis par une série d'échantillons sur un diagramme A-I peuvent être utilisés pour séparer partiellement les effets de la température et du temps. Par exemple, il est facile de distinguer un enfouissement rapide dans une région de gradient géothermique élevé, d'un enfouissement lent dans une région de gradient géothermique faible (Mackenzie et McKenzie, 1983). Les indices conventionnels de maturation ne permettent pas cette distinction.

L'étendue des réactions a été mésurée sur 55 échantillons provenant de puits ou de groupes de puits du bassin Néo-Écossais, choisis de sorte que les résultats puissent être comparés à ceux du modèle thermomécanique (fig. 9-55). Des résultats représentatifs provenant des puits Mic Mac J-77, Venture D-23 et Sable Island C-67 sont ici présentés. Un examen complet est disponible dans l'étude de Mackenzie et al. (1985). On suppose que le modèle thermomécanique prédit correctement la subsidence et le flux thermique à travers la lithosphère à l'emplacement de chacun des puits. On a seulement laissé varier la conductivité des sédiments et la production radiogénique de chaleur, pour faire concorder la distribution thermique actuelle et les températures corrigées relevées à la base des puits (fig. 9-56 à 9-58). Pour prédire l'étendue des réactions, on a ensuite utilisé l'évolution temps-température et comparé les résultats aux mesures faites sur les échantillons (diagrammes A-I du panneau d (fig. 9-56 à 9-58). L'effet des valeurs utilisées de conductivité thermique des sédiments et de production radiogénique de chaleur des sédiments peut être observé pour le puits Bluenose G-47 (fig. 9-51). Les valeurs utilisées par Beaumont et al. (1982a) indiquent un gradient géothermique trop faible, tandis que celles utilisées dans les modèles A et B (tableau 9-5) pour les lithologies existantes manifestent une bonne concordance. Ces valeurs manifestent aussi un bon degré de concordance avec celles mesurées sur des échantillons provenant de la marge Néo-Écossaise (tableau 9-3).

Les panneaux a (fig. 9-56 à 9-58) permettent de comparer les profondeurs observées et les profondeurs théoriques actuelles dans les puits et indiquent la profondeur à laquelle ont été prélevés les échantillons A-I. Pour les conversions en âges absolus, l'échelle chronologique de la Décennie de la géologie nord-américaine (Palmer, 1983) a été utilisée.

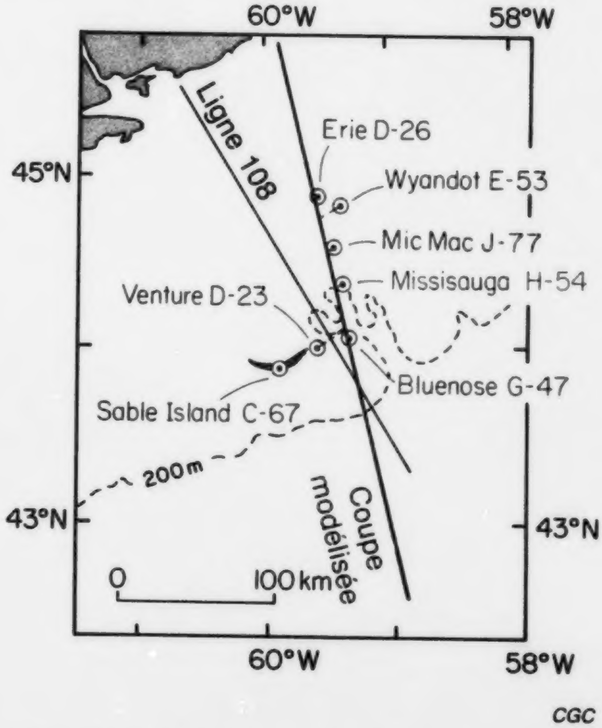
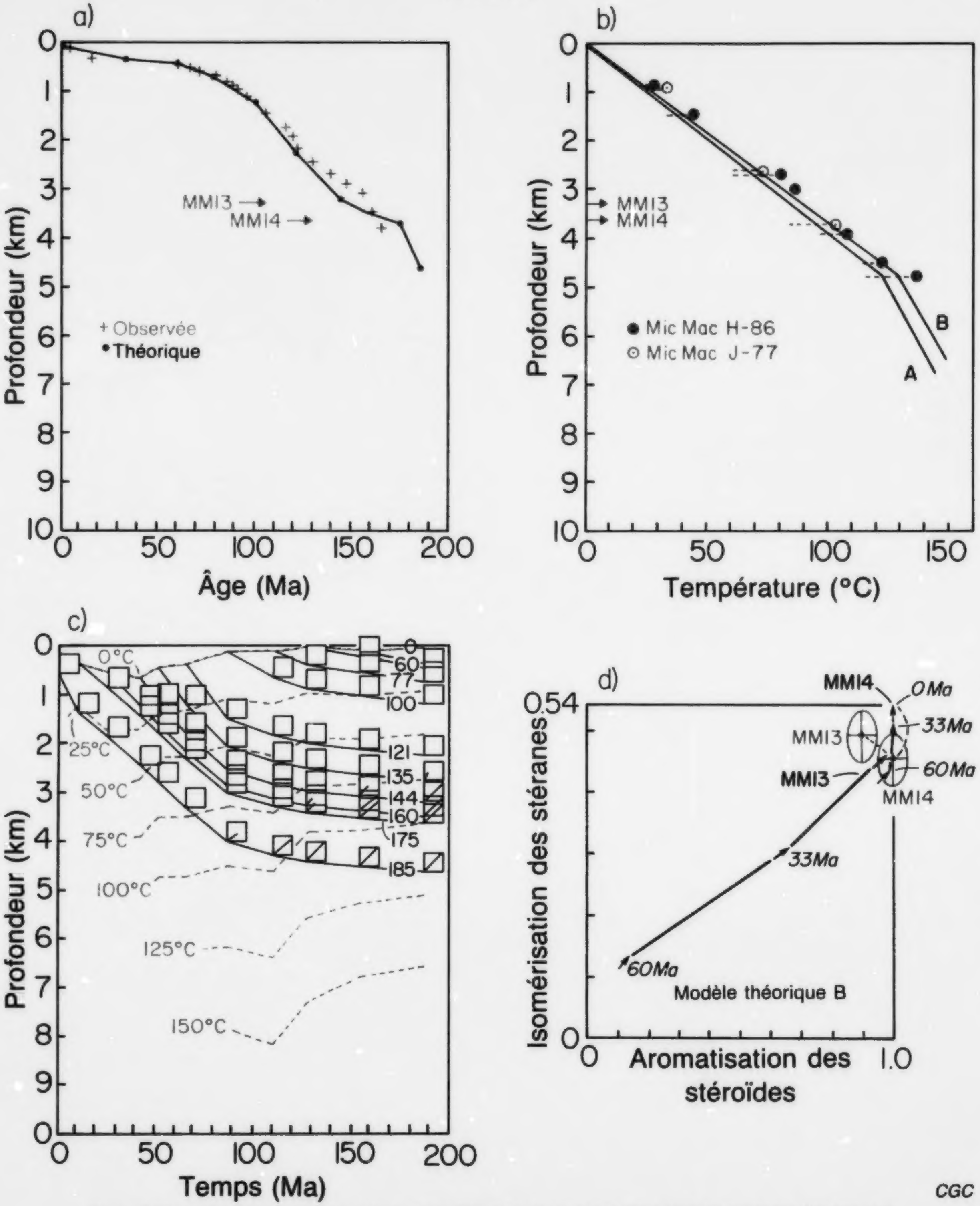


Figure 9-55. Puits de la marge Néo-Écossaise où ont été prélevés les échantillons A-I et position de la coupe modélisée.



CGC

Figure 9-56. Comparaison entre les calculs du modèle et les observations faites dans les sondages Mic Mac J-77 et H-86. Dans le texte, sont données une description des symboles et une explication plus détaillée. Dans le panneau a, sont comparées les relations actuelles âge-profondeur; dans le panneau b, sont comparées les températures corrigées, mesurées au fond des puits, avec celles indiquées par les modèles A et B (les deux panneaux, a et b, montrent la profondeur de prélèvement des échantillons A-I); le panneau c montre l'évolution de la subsidence, de la paléobathymétrie et de la température telle que prévue, en même temps que le déroulement des réactions A-I (stérane) (l'âge des limites stratigraphiques est exprimé en Ma); dans le panneau d, sont comparées les proportions observées (croix entourée d'une ellipse qui correspond à l'erreur analytique) et les proportions calculées (tête de flèche) des réactions A-I (stérane) respectivement.

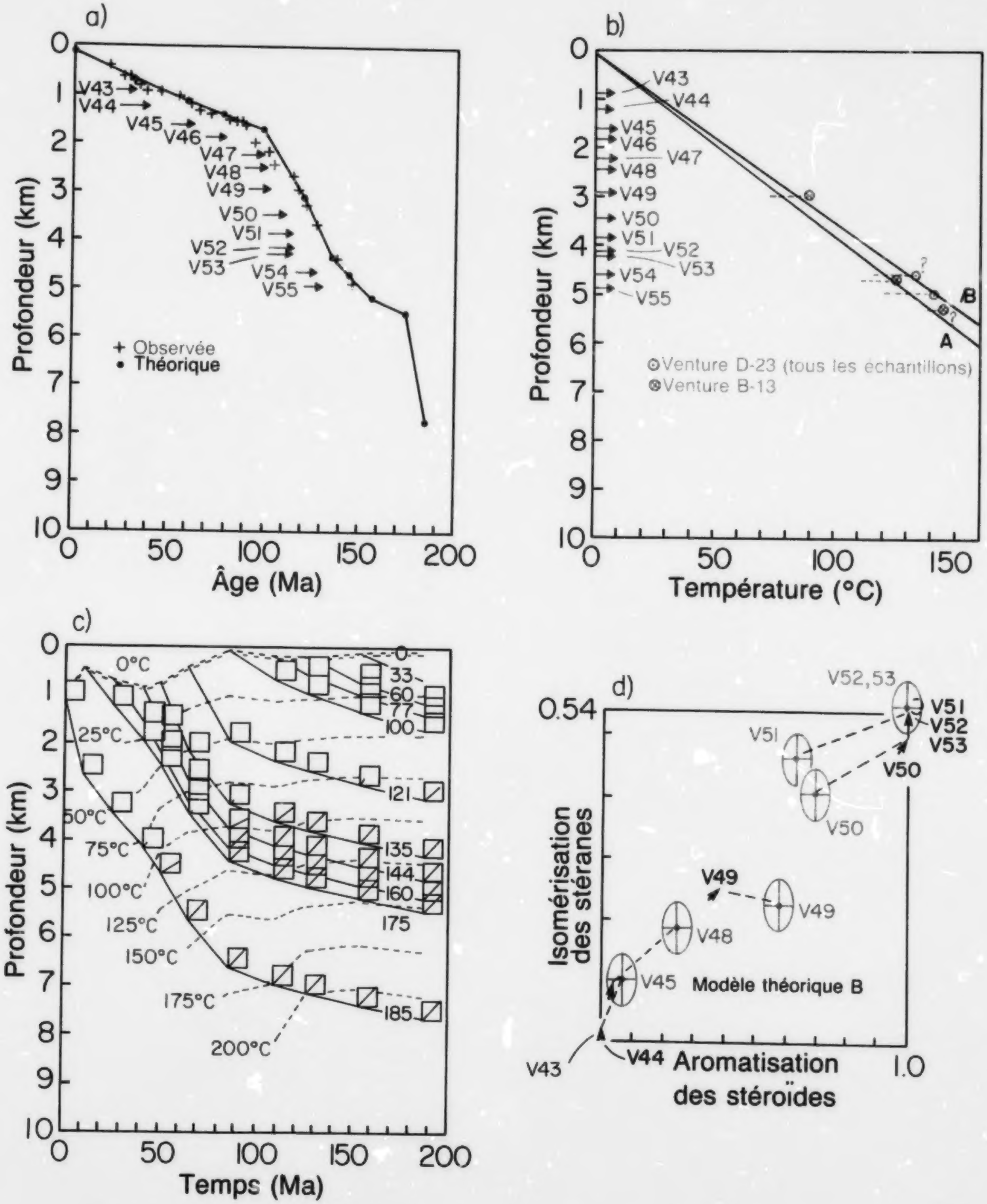
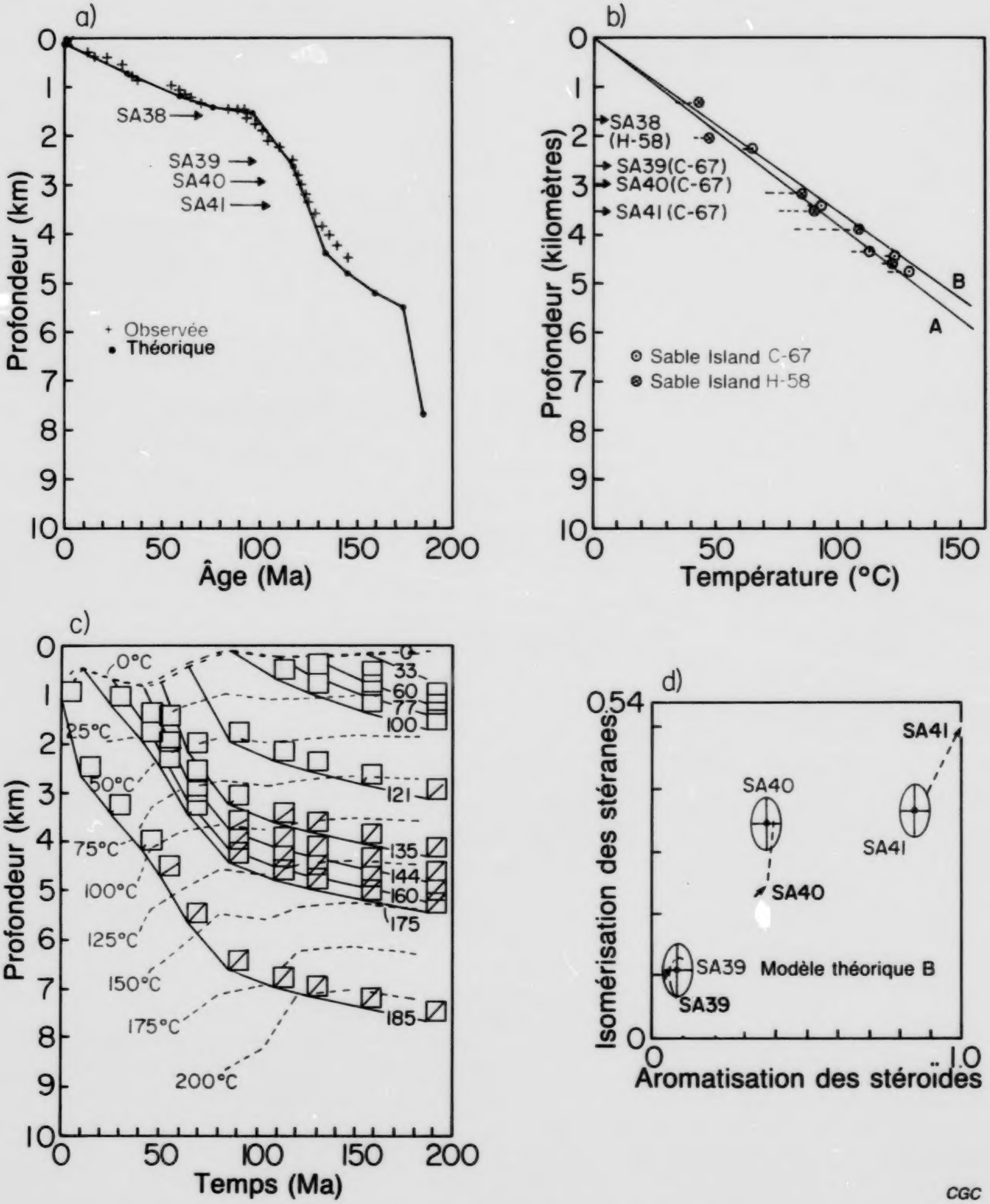


Figure 9-57. Même diagramme composite qu'à la figure 9-56, appliqué aux puits Venture D-23 et B-13 (se référer à la description donnée dans le texte et à la figure 9-56).

CGC



CGC

Figure 9-58. Même diagramme composite qu'à la figure 9-56, appliqué aux puits Sable Island C-67 et H-58 (se référer à la description donnée dans le texte et à la figure 9-56).

Les panneaux b correspondants ont permis de comparer les températures calculées d'après les modèles A et B, aux températures observées et corrigées, relevées à la base des puits. Des traits horizontaux interrompus indiquent l'importance des corrections, à la hausse, des températures observées, pour tenir compte du refroidissement dû à la circulation des boues de forage (Issler, 1984). Les deux modèles concordent suffisamment bien avec les observations qui indiquent un gradient uniforme à l'intérieur des sédiments. À proximité de la surface, les températures calculées peuvent être de 5°C trop basses, et les deux modèles prédisent peut-être des températures légèrement basses dans le cas du puits Mic Mac H-86.

Les panneaux c montrent l'évolution de la subsidence, des températures et des réactions A-I pour chaque puits. Les traits continus indiquent l'évolution de la subsidence des horizons stratigraphiques du modèle B en fonction du temps écoulé depuis le rifting. La profondeur actuelle de ces horizons est indiquée en même temps que leur âge évalué en millions d'années. Les variations correspondantes de la distribution des températures en fonction du temps (traits interrompus) reflètent partiellement la variabilité de la paléobathymétrie indiquée par la profondeur de l'isotherme de 0°C et sont aussi liées au flux thermique basal, à la lithologie, à la compaction des sédiments et à la production radiogénique de chaleur. Les petites cases sont des diagrammes A-I établis en fonction des coordonnées temps-profondeur-température données dans leur coin gauche inférieur. Les traits droits qui figurent dans ces cases joignent les points finaux des réactions, tels que calculés, à l'origine; ils ne montrent pas le cheminement des réactions dans le diagramme.

Les graphiques sont utiles parce qu'ils illustrent la progression des réactions qui peuvent ensuite être corrélées avec le début de la maturité. Par exemple, dans les puits Mic Mac J-77 et H-86, des réactions qui ont eu lieu dans les sédiments âgés de 185 Ma auraient commencé, d'après les calculs, 80 Ma après le rifting et auraient été complétées 130 Ma après cet épisode. Des réactions se déroulent actuellement dans des sédiments âgés de 135 ± 10 Ma, à une profondeur d'environ 2,8 ± 0,5 km. Une fois commencées, les réactions sont très sensibles à la température et au temps; dans le cas de la marge Néo-Écossaise, ces réactions traversent, de façon caractéristique, le diagramme A-I à une profondeur de l'ordre de 1 km. Cette sensibilité signifie que le fait même d'avoir decelé les réactions en cours dans un échantillon, quelles que soient leurs proportions relatives précises, nous donne une bonne approximation du début de la maturité.

Dans le panneau d, est comparé l'échantillon observé (point entouré d'une ellipse indiquant l'erreur analytique) et les états correspondants, tels que calculés (têtes des flèches), des réactions examinées deux par deux, et représentées sous forme de diagrammes A-I. Ces diagrammes ont la même configuration qu'à la figure 9-54. La divergence entre les calculs du modèle B et les observations est indiquée par un trait interrompu.

Dans les échantillons MM13 et 14 du puits Mic Mac, les réactions sont presque complétées, comme le prévoit le modèle, et il y a suffisamment d'espace pour montrer le déroulement prévu des réactions entre 60 et 33 Ma, puis jusqu'à l'époque actuelle, par une série de trois flèches jointes par un trait gras continu. À remarquer, entre les deux échantillons, la grande différence que montre l'étendue des réactions durant cet intervalle; les réactions relatives à MM14, le plus profond, tiraient presque à leur fin il y a 60 Ma. Durant les 60 derniers Ma, le gradient thermique est resté presque constant (fig. 9-56c), mais les températures de l'échantillon ont augmenté d'environ 10°C en raison de la formation d'une couverture sédimentaire de 400 m d'épaisseur. La température et le temps ont tous deux contribué aux réactions; l'enfouissement tardif a joué un rôle important quant à la profondeur des sédiments matures. Les résultats des observations et les calculs concernant les deux échantillons montrent une bonne concordance, de même que les résultats applicables à l'isomérisation du hopane (non indiqués), les réactions étant insensibles aux faibles erreurs notées dans les premières phases de leur évolution thermique, qui résultent des différences entre l'évolution observée et l'évolution calculée de la subsidence (fig. 9-56a).

Le puits Venture D-23 a été étudié plus en détail, parce qu'il est important dans le contexte du champ gazier Venture. Les 13 échantillons montrent une intéressante distribution des résultats reflétant à la fois les effets des réactions in situ survenues dans les sédiments, et les conséquences de l'imprégnation de ces sédiments par ce qui est apparemment du pétrole ayant migré à partir de niveaux plus profonds. Le modèle prévoit avec précision la courbe âge-profondeur actuelle et les observations de température-profondeur (fig. 9-57 a, b). La figure 9-57d indique que pratiquement aucune réaction A-I (stérane) n'aurait dû se produire dans les échantillons V43-V47, qui viennent tous de profondeurs où la température est faible. En conséquence, les réactions survenues dans les échantillons V51-V55, qui viennent de profondeurs de 4 km ou plus, devraient avoir atteint ou presque atteint leur terme. La figure 9-57d confirme ces prévisions, exception faite des trois échantillons, V44, V46 et V47 (qui ne sont pas montrés, mais qui ont été étudiés par Mackenzie et al., sous presse) venant d'une gamme de profondeurs comprise entre 1,3 et 2,3 km dans des régions adjacentes à des puits où ont été observées des imprégnations de pétrole dans des carottes. Les résultats obtenus sur ces échantillons, qui indiquent un état de maturation trop élevé, s'expliquent au mieux si l'on considère qu'il y a eu mélange d'hydrocarbures matures ou partiellement matures en migration, dans lesquels les réactions A-I étaient probablement complétées, avec des hydrocarbures autochtones, dans lequels les réactions n'avaient pas commencé ou ne faisaient que commencer (Mackenzie et al., sous presse). De toute évidence, les échantillons V43 et V45 n'ont pas été ainsi imprégnés, et les échantillons V48 à V53 montrent un concordance assez bonne entre les observations et la théorie.

À nouveau, les résultats applicables aux échantillons SA39-SA41 provenant du puits Sable Island C-67 (fig. 9-58) montrent une bonne concordance entre, d'une part, la stratigraphie théorique et la stratigraphie observée et, d'autre part, la température actuelle, en particulier dans le cas du modèle B. Les échantillons proviennent tous de profondeurs où les réactions que prévoient les calculs devraient se dérouler actuellement (fig. 9-58c) et où les observations confirment ces prévisions. L'échantillon SA38 provenant du puits Sable Island H-58 a été contaminé par du pétrole en migration, mais par ailleurs la théorie et les observations concordent bien.

Température et maturation des sédiments de la marge Néo-Écossaise

Pour résumer au mieux les résultats fournis par tous les puits qui faisaient partie de l'étude des réactions A-I, il faut projeter les distributions de la température et des réactions sur la coupe modélisée (fig. 9-59). La distribution des températures (panneau a) s'applique au modèle B, qui se conforme le mieux aux observations, lorsque les résultats de ces observations sont disponibles. Aux profondeurs supérieures à 4 km, et dans toutes les régions du talus et du glacis continentaux, les résultats sont des prévisions théoriques basées sur la bonne concordance des résultats obtenus ailleurs, et sur l'hypothèse selon laquelle le shale constituerait la lithologie dominante du talus et du glacis continentaux. Le panneau b indique que les réactions A-I se déroulent actuellement dans une mince zone d'un kilomètre d'épaisseur qui recoupe les horizons stratigraphiques. Sa profondeur s'est avérée correcte, là où les résultats de forage sont disponibles. Dans le talus et le glacis continentaux, la position de la zone a été déduite de l'évolution théorique de la température et de la cinétique des réactions.

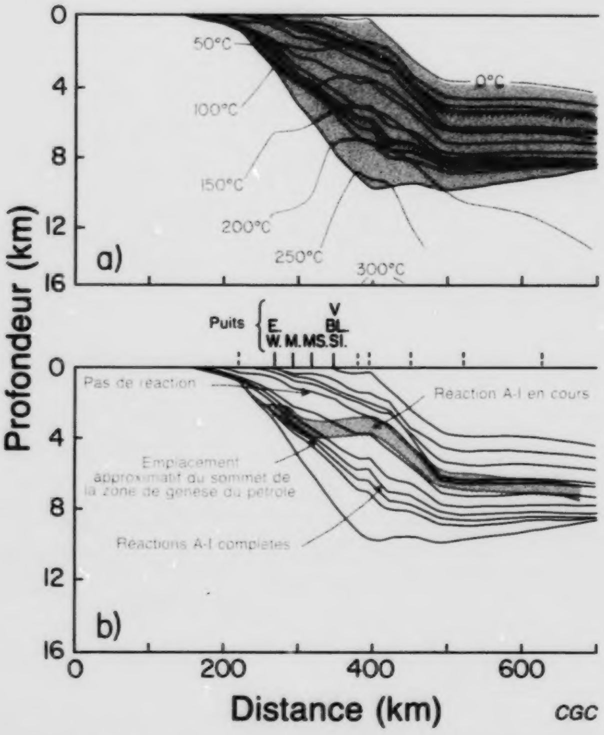


Figure 9-59. Calculs, basés sur le modèle B, de la distribution actuelle de la température dans la marge Néo-Écossaise le long de la coupe modélisée (panneau a) et des régions de la coupe où les réactions A-I (stérane) ont actuellement lieu (panneau b). Le panneau b montre aussi la position approximative du sommet de la zone de formation de pétrole. Les lettres représentent les noms des puits indiqués à la figure 9-55; W : Wyandot E-53; E : Erie D-26; M : Mic Mac J-77; MS : Missisauga H-54; SI : Sable Island C-7; BL : Bluenose G-47; V : Venture D-23.

Il est nécessaire d'effectuer beaucoup plus de re cherches, pour corréler l'évolution thermique du bassin et la maturation du pétrole et du gaz. Les résultats actuels servent uniquement à calibrer les calculs thermiques théoriques et à leur attribuer un degré de confiance. Si l'on dispose d'une série suffisante de résultats de ce type, il sera possible de recalibrer la relation existante entre l'indice de temps-température (ITT) et la réflectance de la vitrinite, et cela dans le but de trouver un calibrage universel (Waples, 1980; Issler, 1984). De tels résultats aideront aussi à quantifier la relation existant entre les autres indicateurs géochimiques d'une part, et la température et le temps d'autre part.

Les réactions A-I employées dans la présente étude constituent l'élément précurseur de la formation du pétrole et du gaz. Sachant (Mackenzie et Maxwell, 1981) que le commencement de la formation des hydrocarbures suit de près l'achèvement des réactions, il nous est possible de délimiter sur carte, de façon approximative, le sommet de la zone où se forme une quantité significative d'hydrocarbures (fig. 9-59b), dans la coupe de la marge Néo-Écosssaise. Cette limite est approximative, parce qu'elle ne tient compte que de la structure à grande échelle du bassin. Ne sont pas incluses les perturbations de faible envergure qui ont peut-être été causées par des variations locales de la lithologie, de la puissance des sédiments ou par le diapirisme du sel et des shales.

Dans la coupe, pour connaître l'évolution de la maturation (fig. 9-60), il faut prévoir la position de la base de la zone des réactions A-I (ligne hachurée) et la distribution des températures, déduites du modèle B. Selon Powell (1982), la Formation de Verrill Canyon serait la roche mère la plus probable dans le bassin Néo-Écossais. Les calculs confirment que la Formation de Verrill Canyon et ses équivalents du côté continental (zone ombrée, fig. 9-60) sont largement matures au large du puits Missisauga H-54. Cet état de maturation a été atteint sur un intervalle de longue durée commençant au Crétacé précoce. Des portions significatives de l'extrémité continentale de la coupe se sont trouvées dans la zone de formation de pétrole durant le Tertiaire (Mackenzie et al., sous presse).

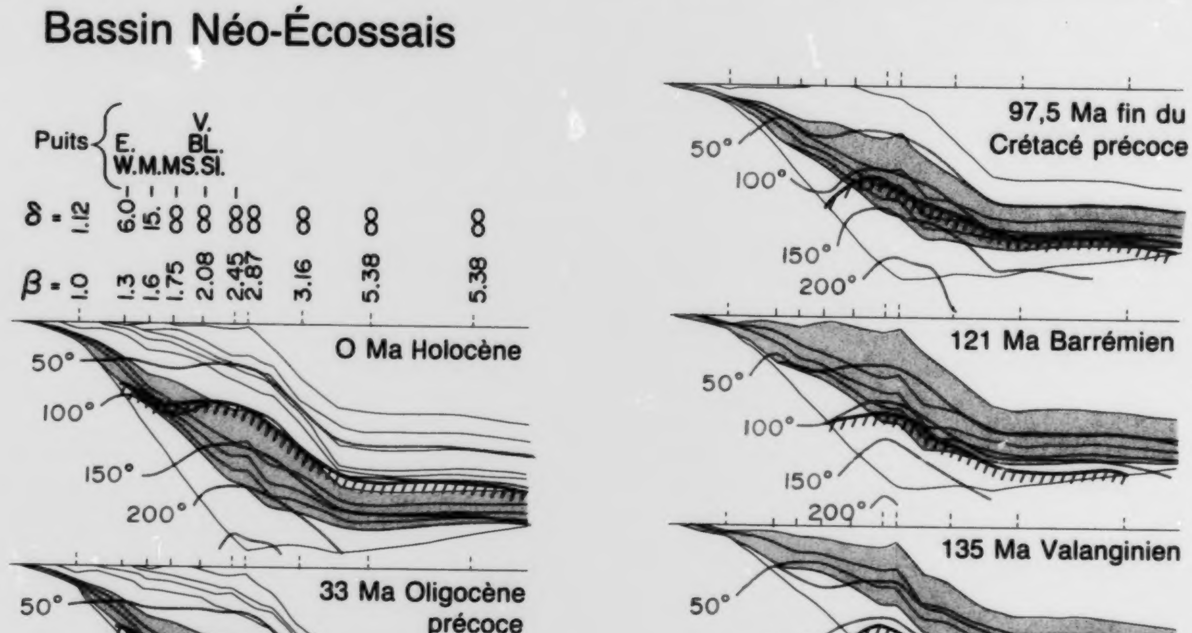
Diapirisme salifère et état de maturation des sédiments

Les diapirs de sel sont fréquents dans l'ensemble du bassin Néo-Écossais (Wade, 1981); plusieurs ont été forés durant des travaux de prospection pétrolière. Leur impor-

Figure 9-60. Évolution de la température et de la maturation, basée sur le modèle B, dans la coupe du bassin Néo-Écossais. Les traits noirs continus sont les horizons chronostratigraphiques, les lignes rouges figurent la position des isothermes, et la ligne noire hachurée correspond à la position prévue du sommet de la zone de formation de pétrole. La zone ombrée montre la Formation de Verrill Canyon du Jurassique moyen-Crétacé précoce, et les strates du même âge. Les distributions de ß et δ sont semblables à celles des modèles étudiés précédemment (fig. 9-25). Les lettres représentent les puits identifiés à la figure 9-59.

tance potentielle pour la prospection pétrolière vient en partie de ce que leur conductivité thermique est élevée comparativement à celles des autres strates sédimentaires (environ 5,8 W/m•°C, comparativement à 4 W/m•°C, tableau 9-5). Ainsi, ces diapirs peuvent agir comme un conduit permettant le transfert de chaleur par conduction, vers la surface, et les gradients géothermiques et le flux thermique élevés régnant dans les sédiments directement sus-jacents peuvent créer un milieu favorable à la formation d'hydrocarbures (Klemme, 1975; Dow, 1978). La figure 9-61 présente une carte du gradient géothermique (d'après Issler, 1984), qui délimite plusieurs « points chauds » localisés. La plupart de ceux-ci sont associés à des diapirs de sel.

Keen (1983) a étudié les variations de la température des sédiments à proximité de deux diapirs de sel, à savoir les structures de Primrose et de West Sable (Smith, 1975; Rashid et McAlary, 1977). Le but de cette étude consistait à déterminer si l'état de maturation élevé des sédiments à proximité de ces structures pouvait être corrélé avec ces structures salifères de conductivité élevée (Rashid et McAlary, 1977; Powell et Snowdon, 1979; Powell, 1982). Ces travaux ont permis de conclure que la simple présence de diapirs de sel ne modifiait pas de façon significative l'état



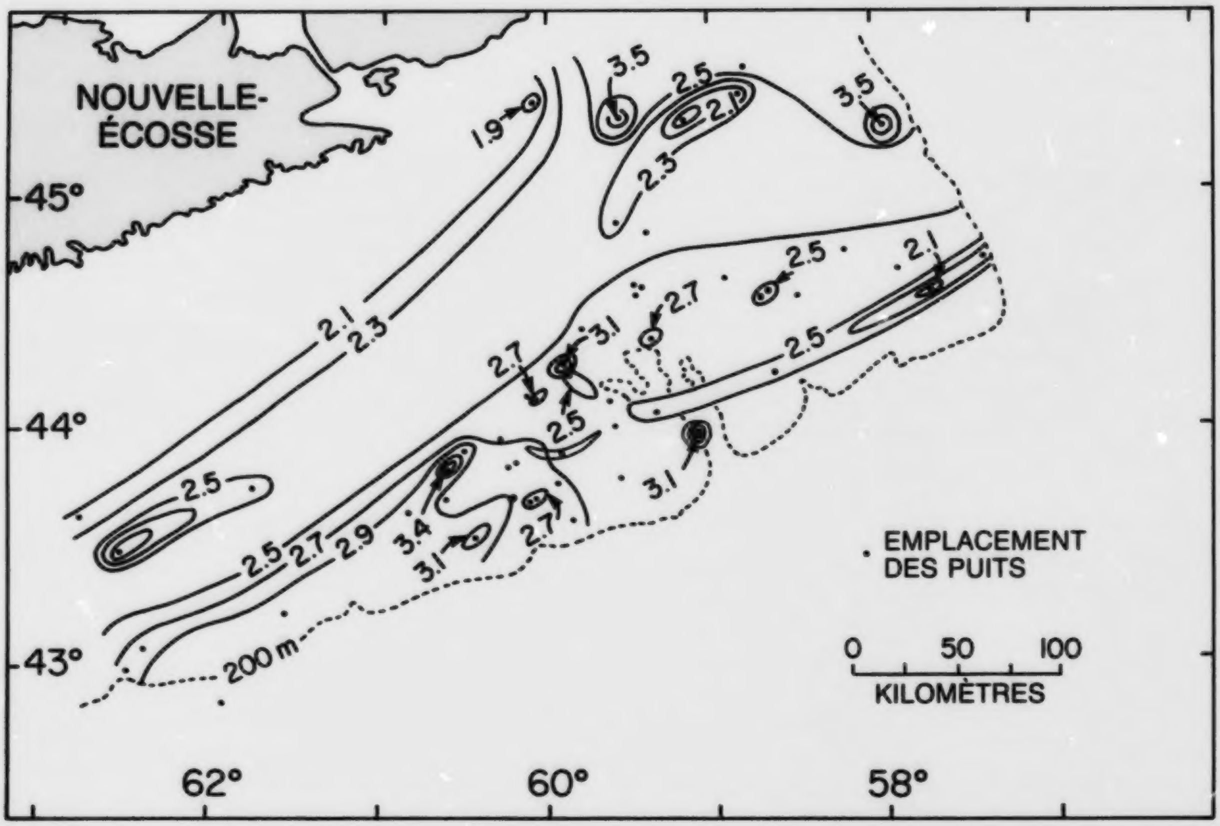
CGC

de maturation des sédiments. La raison en est illustrée de façon graphique à la figure 9-62, dans le cas de la structure de Primrose. Les isothermes, par conséquent les températures, sont légèrement plus élevées au-dessus du diapir qu'à une profondeur équivalente à distance de celui-ci, mais les strates sédimentaires sont aussi rehaussées au-dessus des diapirs. Par conséquent, les sédiments recouvrant le diapir sont soumis à des températures similaires à celles que subissent les sédiments contemporains non influencés par sa présence. Des résultats similaires ont été obtenus dans le cas de la structure de West Sable. Toutefois, dans le cas du diapir de Primrose, des hydrocarbures et des roches mères matures ont été trouvés à des profondeurs de seulement 1 500 m, directement au-dessus du diapir; cette situation inhabituelle n'a pas été rencontrée ailleurs dans le bassin Néo-Écossais (Rashid et McAlary, 1977; Powell et Snowdon, 1979).

Si l'état de maturation élevé des sédiments n'est pas dû à la présence du sel fortement conducteur, quel autre mécanisme pourrait produire les températures élevées nécessaires à la maturation ? Selon Keen (1983), il existerait peut-être une zone de fracturation dans les sédiments à proximité de la structure salifère, qui permettrait aux fluides de migrer jusqu'au sommet du diapir à partir de niveaux plus profonds et plus chauds. Des calculs simples suggèrent qu'un tel mécanisme est certainement possible. En raison de l'existence de gradients géothermiques anormalement élevés dans une zone de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur située immédiatement au-dessus de la structure de Primrose, il pourrait être utile d'évaluer le cadre hydrogéologique régional et d'examiner en détail les propriétés géochimiques des terrains proches des diapirs. Étant donné le grand nombre de diapirs, en particulier dans la subsurface du talus continental, ces études permettraient d'identifier d'autres diapirs au-dessus desquels existent peut-être des roches mères matures, et de déterminer la cause de l'existence de ces régions de maturité avancée.

Conclusions et orientation future de la modélisation thermique

Des progrès considérables ont été accomplis dans la vérification des calculs basés sur la modélisation de l'évolution thermique et de l'état de maturation des sédiments, par comparaison avec les observations. La mise au point de géothermomètres plus sensibles, comme les réactions A-I



CGC

Figure 9-61. Gradient géothermique de la plate-forme Néo-Écossaise (d'après Issler, 1984). L'équidistance des courbes est de 0,2°C/100 m. Les valeurs sont dérivées de diagraphies thermiques des puits, corrigées de façon à compenser les effets du forage.

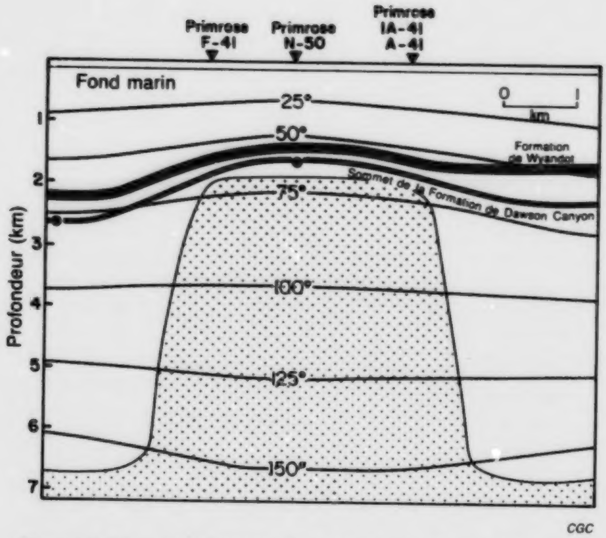


Figure 9-62. Distribution thermique actuelle au-dessus du diapir de sel de Primrose (d'après Keen, 1983). Les isothermes sont indiquées en rouge avec une équidistance de 25°C. Certaines unités sédimentaires clés du Crétacé supérieur (sommet de la Formation de Dawson Canyon et Formation de Wyandot), dont la maturité est prévue par le modèle, sont représentées. Les points correspondent aux endroits où l'état de maturation a été calculé. L'emplacement des puits de sondage Primrose qui pénètrent dans le diapir est indiqué au-dessus du diagramme.

décrites dans le présent chapitre, est un élément important de cette modélisation, et ce type de données devrait devenir beaucoup plus accessible à l'avenir. Les grandes différences que montrent les températures des sédiments, calculées à partir des conductivités « couramment rapportées » et des conductivités mesurées, indiquent clairement le besoin d'effectuer davantage de mesures des propriétés physiques telles que la conductivité thermique.

On peut maintenant démontrer que les calculs de l'évolution thermique sont compatibles avec les observations réalisées sur les sédiments. Les auteurs ont choisi d'étudier les caractéristiques à grande échelle de la distribution des températures, sauf dans le cas des diapirs décrits plus haut; aucune étude détaillée n'a été réalisée à l'intérieur des champs pétroliers connus. La raison fondamentale repose sur le fait que les calculs de l'évolution thermique et de la maturation des sédiments sont beaucoup plus utiles aux fins de prospection dans les régions pionnières, où les connaissances géologiques sont plus limitées.

Cependant, il faut examiner de plus près plusieurs effets qui jouent un rôle important à l'intérieur de sites d'intérêt d'hydrocarbures, au large de la côte Est du Canada. En particulier, la migration des fluides peut influencer de façon significative les résultats fournis par les modèles numériques. La façon la plus directe de déterminer si la migration des fluides est actuellement un important processus d'échange thermique consiste à examiner la distribution des gradients géothermiques, comme l'a fait Issler (1984) pour le bassin Néo-Écossais. Ses résultats (fig. 9-61) ont montré que les gradients variaient entre approximativement 2 et 3,4°C/100 m. Une grande partie de cette variation peut être expliquée par les éléments suivants : 1) la présence de diapirs de sel mentionnée précédemment, 2) les variations de la production radiogénique de chaleur à l'intérieur des sédiments et 3) les contrastes de conductivité thermique entre le socle et les sédiments, et entre les différentes unités sédimentaires. Issler (1984) a conclu qu'en profondeur, l'écoulement des fluides n'est pas un facteur important, compte tenu de la linéarité des gradients observés et de l'absence de gradients anormaux, non explicables par les variations décrites ci-dessus. Toutefois, on ne peut extrapoler cette conclusion aux circonstances passées.

Étant donné le caractère transitoire des conditions thermiques actuelles, on ne peut admettre que les conditions thermiques aient autrefois été similaires pendant des durées arbitraires. Ainsi, il est difficile d'évaluer l'importance de la migration des fluides, en raison du caractère dynamique de cette migration. Il pourrait être utile d'étudier le comportement, en fonction de la profondeur, d'indices de maturation, tels que la réflectance de la vitrinite ou les réactions A-I, pour déterminer des variations anomales qui témoignent peut-être de gradients géothermiques non linéaires et de migrations anciennes des fluides.

Les zones de surpression peuvent exercer une influence importante sur l'évolution thermique des sédiments. Ces zones sont nombreuses au large de la côte Est du Canada, et sont associées à des régions riches en hydrocarbures comme les champs pétroliers Hibernia et Venture (voir chapitre 6). Elles peuvent présenter des conductivités thermiques basses, en raison de leur porosité plus élevée, donc de l'existence de gradients géothermiques plus prononcés. Ces effets n'ont pas été inclus dans les calculs modélisés présentés dans le présent chapitre parce que, d'une part, notre compréhension des régions de surpression est limitée et parce que, d'autre part, les modèles ont pour but l'étude régionale et non locale des effets en question. Il est important de mentionner cette limitation des modèles actuels, au moins pour indiquer le besoin de recherches futures dans ce domaine.

CONCLUSIONS

Dans le présent chapitre, les auteurs ont cherché à illustrer la façon dont a été mise au point une famille de modèles proposés du rifting - le modèle d'étirement lithosphérique et ses relations - dans le but de fournir des prévisions numériques de diverses propriétés observées des marges continentales de divergence. Les auteurs ont tenté d'indiquer de quelle manière les modèles sont imparfaits ou incomplets, et la façon dont ces déficiences pourraient être corrigées à l'avenir. Détail peut-être plus important, ils ont déterminé la sensibilité de chaque paramètre observé aux variations de chacun des principaux attributs des modèles.

La principale conclusion à laquelle ils sont parvenus est que les modèles d'étirement de la lithosphère semblent satisfaire à la plupart des propriétés observées des marges continentales, et sont donc des instruments idéaux pour l'étude des processus régissant le développement de ces marges. Cependant, il est encore difficile de préciser ce qui produit ces forces de distension; jusqu'à ce que l'on ait réglé ce problème fondamental, la relation entre le rifting de la lithosphère et les forces motrices de la tectonique

Tableau 9-6. Équations décrivant l'évolution de la subsidence et l'évolution thermique des modèles cinématiques d'étirement instantané.

Subsidence initiale: La subsidence initiale (S_I) implique qu'il n'y a pas de pertes thermiques durant la distension. Elle est calculée d'après l'équilibre isostatique d'une colonne de la lithosphère (et de l'asthénosphère) avant et immédiatement après la distension, selon le modèle isostatique d'Airy. La surface de la lithosphère, avant l'étirement, est supposée au niveau de la mer (z = 0). On définit les quantités suivantes:

$$\rho_c = \rho_c(1-\alpha\overline{T}_c)\ ;\ \rho_o = \rho_o(1-\alpha\overline{T}_o)\ ;\ \rho'_o = \rho_o(1-\alpha T_m)$$

et

$$\overline{T}_c = \frac{T_m}{2}\frac{t_c}{a}\ ;\ \overline{T}_o = \frac{T_m}{2}(1+\frac{t_c}{a})$$

où ρ_c, ρ_o, ρ'_o sont les masses volumiques moyennes de la croûte, de la lithosphère subcrustale et de l'asthénosphère, respectivement. $\overline{T}_c$ et $\overline{T}_o$ sont les températures moyennes de la lithosphère crustale et subcrustale. Voir le tableau 9-1 pour obtenir une définition des paramètres, et la section sur les «modèles» où ils sont décrits.

Dans le cas du modèle de distension uniforme, en admettant qu'il n'y ait de surcharge ni par l'eau ni par les sédiments:

$$S_I = \left\{a - \frac{[\overline{\rho}_c t_c + \overline{\rho}_o(a-t_c)]}{\rho'_o}\right\}(1-{}^1/\beta)$$

Dans le cas du modèle de distension uniforme et de ségrégation du magma, on doit définir une autre masse volumique ρ_u = $t_{oc}\rho_c$ + $(a-t_{oc}-S_m)\rho_o/(a-S_m)$. ρ_u est la masse volumique de l'asthénosphère non appauvrie, choisie de façon à ce que la subsidence initiale soit égale à la profondeur moyenne des dorsales médio-océaniques (S_m = 1,78 km) lorsque $\beta \rightarrow \infty$. T_{oc} est l'épaisseur de la croûte océanique. La subsidence initiale est alors donnée par:

$$S_I = \left\{a - \frac{[\overline{\rho}_c t_c + \overline{\rho}_o(a-t_c)]}{\rho'_u}\right\}(1-{}^1/\beta)$$

où $\rho'_u = \rho_u(1-\alpha T_m)$, masse volumique moyenne de l'asthénosphère à T_m. Dans le cas du modèle de distension dépendante de la profondeur,

$$S_I = \left\{\frac{a-(t_c-d)\overline{\rho}_{c2}-(a-t_c)\overline{\rho}_o}{\rho'_o}\right\}(1-{}^1/\delta) + d({}^1/\delta-{}^1/\beta) - d\frac{\overline{\rho}_{c1}}{\rho'_o}(1-{}^1/\beta)$$

où la zone située au-dessus de la profondeur *d* subit une distension selon un facteur ß, au-dessous de *d* selon un facteur δ. On suppose que *d* se situe à l'intérieur de la croûte, de sorte que deux masses volumiques crustales moyennes sont nécessaires;

$$\overline{\rho}_{c1} = \rho_c(1-\alpha\overline{T}_{c1})\ ;\ \overline{T}_{c1} = \frac{T_m}{2}\frac{d}{a}\quad pour\quad z < d$$

et

$$\overline{\rho}_{c2} = \rho_c(1-\alpha\overline{T}_{c2})\ ;\ \overline{T}_{c2} = \frac{T_m}{2}(\frac{d}{a}+\frac{t_c}{a})\quad pour\quad d \le z \le t_c$$

Distribution des températures La solution de l'équation unidimensionnelle du transfert thermique par conduction est de la forme:

$$T^*(z,t) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \sin(\frac{n\pi z}{a})\exp(-\kappa\alpha_n^2 t)$$

où les conditions limites sont; z = 0, T = T_m; z = a, T = 0. T^* est l'excédent de température par rapport à la température d'équilibre avant la phase de rifting et $\alpha_n = \pi^2 n^2/a^2$. Les coefficients (A_n) prennent la forme suivante
et la forme de $T^*(z,0)$, température initiale après l'étirement, est connue. Elle est fonction de la distribution des températures d'équilibre $T_e(z)$ et de ß (et δ). Ainsi, sa configuration diffère dans le cas des modèles de distension uniforme et de distension dépendante de la profondeur.

$$A_n = \frac{2}{a}\int_o^a [T^*(z,o)\sin(\frac{n\pi z}{a})]\,dz$$

Il est possible d'obtenir $T^*(z,t)$ en évaluant les coefficients A_n. Pour trouver le flux thermique de surface (Q), on évalue:

$$Q = K\partial T/\partial z|_{z=a} = K\partial T_o/\partial z|_a + K\sum_{n=1}^{\infty} A_n \frac{n\pi}{a}\exp(-\kappa\alpha_n^2 t)$$

$$= Q_o + K\sum_{n=1}^{\infty} A_n \frac{n\pi}{a}\, exp(-\kappa\alpha_n^2 t)$$

Q_o étant le flux thermique à l'équilibre, et K la diffusivité thermique.

Subsidence thermique: L'altitude au-dessus du niveau final d'équilibre lorsque $t \rightarrow \infty$ est donnée par:

$$u(t) = \alpha\int_o^a T^*(z,t)\,dz$$

La subsidence thermique S_c est donnée par:

$$S_c(t) = u(o) - u(t)$$

Par conséquent:

$$u(t) = \alpha\sum_{m=0}^{\infty} 2A_{2m+1}\frac{a}{(2m+1)\pi}\, exp(-\kappa\alpha_n^2 t)$$

À remarquer que si t est grand, l'exposant devient grand. Lorsque n = 0

$$\kappa\alpha_o^2 t = \kappa\pi^2 t/a^2 = t/\tau \quad où \quad \tau \equiv a^2/\pi^2\kappa$$

Si $t \gg \tau$

$$u(t) \sim \frac{2\alpha A_o a}{\pi}\, exp(-t/\tau)$$

où τ est la constante de temps thermique de la lithosphère.

L'évaluation des coefficients (A_n) nous donne des équations algébriques assez peu maniables qui ne sont pas reproduites ici. À la place, pour indiquer les paramètres caractérisant la subsidence thermique, on présente la subsidence thermique asymptotique (lorsque $t \rightarrow \infty$).

Dans le cas des modèles de distension uniforme, et de distension uniforme et ségrégation du magma,

$$S_c(\infty) = \frac{\alpha T_m}{(2-\alpha T_m)}\{a(1-{}^1/\beta) - S_I\}$$

Dans le cas du modèle où la distension est dépendante de la profondeur,

$$S_c(\infty) = \frac{\alpha T_m}{(2-\alpha T_m)}\{a(1-{}^1/\delta) - S_I + d({}^1/\beta - {}^1/\delta)(2-\frac{d}{a})\}$$

La plupart des équations présentées dans ce tableau peuvent être retrouvées dans l'étude de Beaumont et al. (1982a).

que des plaques à l'échelle du globe demeurera du domaine de la spéculation. En outre, les auteurs doivent admettre qu'ils n'ont pu confirmer l'hypothèse selon laquelle la distension lithosphérique serait la force motrice du rifting continental. Ils ont plutôt démontré qu'elle concorde avec les observations faites jusqu'à présent. La validité des modèles dépend de la qualité des données d'observation de terrain avec lesquelles sont comparés les résultats de ces modèles; si l'on obtient de nouvelles données incompatibles avec les modèles présents, il faudra sans doute élaborer une nouvelle hypothèse ou modifier les anciennes hypothèses.

Néanmoins, ces modèles représentent un réel progrès vers un mode intégré d'explication de l'une des principales caractéristiques structurales de la Terre. Puisque les modèles doivent prédire une telle variété d'observations — par exemple, les anomalies gravimétriques, la stratigraphie sédimentaire et l'évolution thermique — ceux qui s'avéreront concluants reproduiront sans doute de façon exceptionnelle les processus thermiques et mécaniques qui se déroulent dans la lithosphère. Il sera aussi possible de représenter la grande variabilité des propriétés observées sur les marges de divergence. À cause de cette variabilité, il faudra étudier davantage qu'un ou deux segments de marges, pour effectivement vérifier les hypothèses relatives au rifting. Inversement, les modèles eux-mêmes sont la meilleure preuve de la relation fondamentale qui existe entre l'évolution géologique de subsurface des bassins sédimentaires d'effondrement et les variations sous-jacentes survenant dans la croûte profonde et le manteau. On ne peut commencer à comprendre le développement d'un bassin sédimentaire sans tenir compte des variations de la structure profonde qui accompagnent nécessairement la formation et le développement du bassin. La modélisation géodynamique nous a mieux fait comprendre ces relations, et nous a fourni un contexte efficace et rigoureux pour évaluer les hypothèses relatives au développement d'un bassin.

À l'avenir, les études nécessiteront de meilleures observations de la structure crustale, de la sédimentation et du développement de failles durant la phase de rifting, et exigeront aussi l'emploi de géothermomètres plus précis. Il nous faudra aussi améliorer nos connaissances des propriétés physiques de la lithosphère, en particulier au-dessous des continents. Les propriétés mécaniques de la lithosphère sont particulièrement importantes. Il convient d'explorer de façon beaucoup plus détaillée la dynamique du rifting, pour pouvoir élucider les liens entre l'étirement lithosphérique et les forces motrices à l'échelle du globe qui, en fin de compte, régissent la formation des rifts.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à exprimer leurs remerciements à Bill Kay, qui les a aidés à réunir les articles du présent chapitre sous une forme convenant à la publication, et John Manuel, qui les a aidés à réaliser les calculs relatifs au modèle thermomécanique. G. Quinlan a lu la première version du manuscrit et a formulé plusieurs suggestions utiles.

RÉFÉRENCES

Abbott, G. and Maxwell, J.R.
1985 : The kinetics of specified organic reactions in the zone of catagenesis; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 315, no. 1531, p. 107-120.

Andrews-Speed, C.P., Oxburgh, E.R., and Cooper, B.A.
1984 : Temperatures and depth-dependent heat flow in western North Sea; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 68, p. 1764-1781.

Artyushkov, E.V.
1981 : Physical origin of crustal movements on passive margins; Oceanologica Acta, v. 4, SP Geology of Continental Margins Symposium, p. 167-170.

Artyushkov, E.V. and Sobolev, S.V.
1982 : Mechanism of passive margin and inland sea formation; in Studies in Continental Margin Geology, ed. J.S. Watkins and C.L. Drake; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 689-701.

Ashby, M.F. and Verrall, R.A.
1977 : Micromechanisms of flow and fracture and their relevance to the rheology of the upper mantle; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 288, p. 59-95.

Bally, A.W.
1982 : Musings over sedimentary basin evolutions ; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 305, p. 325-338.

Bally, A.W. and Snelson, S.
1980 : Realms of subsidence; in Facts and Principles of World Petroleum Occurrence, ed. A.D. Miall; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 9-14.

Bally, A.W. Bernoulli, D., Davis, G.A., and Montadert, L.
1981 : Listric normal faults; Oceanologica Acta, v. 4, SP Geology of Continental Margins symposium, p. 87-101.

Barrett, D.L. and Keen, C.E.
1976 : Mesozoic magnetic lineations. The Magnetic Quiet Zone and seafloor spreading in the northwest Atlantic; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 4875-4884.

Barss, M.S., Bujak, J.P., Wade, J.A., and Williams, G.L.
1980 : Age, stratigraphy, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells, offshore eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 714, 6 p.

Barss, M.S., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1979 : Palynological zonation and correlation of 67 wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, p. 1-118.

Beaumont, C.
1979 : Rheological zonation of the lithosphere during flexure; Tectonophysics, v. 59, p. 347-366.
1981 : Foreland basins; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 65, p. 291-329.

Beaumont, C., Boutilier, R., and Keen, C.E.
1984 : Marginal models; in Petroleum Geology of the North European Margin, ed. A.M. Spencer et al.; Norwegian Petroleum Society, p. 171-186.

Beaumont, C., Boutilier, R., Mackenzie, A.S., and Rullkotter, J.
1985 : Isomerization and aromatization of hydrocarbons and the paleothermometry and burial history of the Alberta Foreland Basin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 546-566.

Beaumont, C., Keen, C.E., and Boutilier, R.
1982a : Evolution of rifted continental margins; comparison of models and observations for the Nova Scotia margin; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 70, p. 667-715.
1982b : A comparison of foreland and rift margin sedimentary basins; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 305, p. 295-317.

Beck, A.E.
1976 : An improved method of computing the thermal conductivity of fluid-filled sedimentary rocks; Geophysics, v. 41, p. 133-144.

Bodine, J.H.
1981 : The thermo-mechanical properties of oceanic lithosphere; Ph.D. thesis, Columbia University, New York, U.S.A., 332 p.

Bostick, N.H.
1973 : Time as a factor in the thermal metamorphism of phytoclasts; Septième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, Krefeld, Aug. 23-28, 1971, Compte Rendu, v. 2, p. 183-193.

Bott, M.H.P.
1971 : Evolution of young continental margins and formation of shelf basins; Tectonophysics, v. 11, p. 319-327.
1982 : Origin of lithosphere tension causing basin formation; in The Evolution of Sedimentary Basins, ed. P. Kent, M.H.P. Bott, D.P. McKenzie and C.A. Williams; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. A305, p. 319-324.

Bott, M.H.P. and Dean, D.S.
1972 : Stress systems at young continental margins; Nature, v. 235, p. 23-25.

Brown, P., Miller, J.A., and Swain, F.M.
1972 : Structural and stratigraphic framework and spatial distribution of permeability of the Atlantic Coastal Plain, North Carolina to New York; United States Geological Survey Professional Paper, v. 796, 79 p.

Bryan, G.M.
1970 : Hydrodynamic model of the Blake Outer Ridge; Journal of Geophysical Research, v. 75, p. 4530-4537.

Chen W.P. and Molnar, P.
1983 : Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 4183-4214.

Chenet, P., Montadert, L., Gairaud, H., and Roberts, D.
1982 : Extension ratio measurements on the Galicia, Portugal and north Biscay continental margins; Implications for evolutionary models of passive continental margins; in Studies in Continental Margin Geology, ed. J.S. Watkins and C.L. Drake; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 703-715.

Courtney, R.C.
1982 : Rheology of the oceanic and continental lithosphere; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 237 p.

Courtney, R.C. and Beaumont, C.
1983 : Thermally activated creep and flexure of the oceanic lithosphere; Nature, v. 305, p. 201-204.

Crough, S.T.
1977 : Isostatic rebound and power law flow in the asthenosphere; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 50, p. 723-738.

Curray, J.R., Moore, D.G., Kelts, K., and Einsele, G.
1981 : Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja, California; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 64, ed. J.R. Curray, D.G. Moore et al.; United States Government Printing Office, Washington, D.C., p. 1089-1116.

Dainty, A.M., Keen, C.E., Keen, M.J., and Blanchard, J.E.
1966 : Review of geophysical evidence on crust and upper-mantle structure of the eastern seaboard of Canada; in The Earth Beneath the Continents, ed. J.S. Steinhart and T.J. Smith; American Geophysical Union Monograph, v. 10, p. 349-369.

Dewey, J.F.
1982 : Plate tectonics and the evolution of the British Isles; Journal of the Geological Society of London, v. 139, p. 371-412.

Dillon, W.P., Popenoe, P., Grow, J.A., Klitgord, K.D., Swift, B.A., Paull, C.K., and Cashman, K.V.
1983 : Growth faulting and salt diapirism : their relationship and control in the Carolina Trough, eastern North America; in Studies in Continental Margin Geology, ed. J.S. Watkins and C.L. Drake; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 21-46.

Dow, W.G.
1978 : Petroleum source beds on continental slopes and rises; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, p. 1584-1595.

Eldholm, O. and Sundvor, E.
1980 : The continental margins of the Norwegian-Greenland Sea : Recent results and outstanding problems; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 294, p. 77-86.

Emery, K.O., Uchupi, E., Phillips, J.D., Bowin, C.O., Bunce, E.T. and Knott, S.T.
1970 : Continental rise off eastern North America; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 54, p. 44-108 and p. 1120-1139.

England, P.C.
1983 : Constraints on extension of continental lithosphere; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 1145-1152.

Falvey, D.A.
1974 : The development of continental margins in plate tectonic theory; Australian Journal of Petroleum Exploration, v. 14, p. 95-106.

Falvey, D.A. and Middleton, M.F.
1981 : Passive continental margins; evidence for a pre-breakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism; Oceanologica Acta, v. 4, SP Geology of Continental Margins Symposium, p. 103-114.

Fenwick, D.K.B., Keen, M.J., Keen, C.E., and Lambert, A.
1968 : Geophysical studies of the continental margin northeast of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 483-500.

Fleitout, L., Froidevaux, C.M., and D.A. Yuen
1983 : Dynamics of the continental lithosphere and its associated stress fields; Inter-Union Commission on the Lithosphere, XVIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Programme and Abstracts, Hamburg, Germany, August 1983, p. 26-27.

Fletcher, R.C. and Hallet, B.
1983 : Unstable extension of the lithosphere; a mechanical model for basin and range structure; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 7457-7466.

Foucher, J.-P. and Sibuet, J.C.
1980 : Thermal regime of the northern Bay of Biscay continental margin in the vicinity of the D.S.D.P. Sites 400-402; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 294, p. 157-167.

Foucher, J.P., LePichon, X., and Sibuet, J.C.
1982 : The ocean-continent transition in the uniform lithospheric stretching model; role of partial melting in the mantle; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 305, p. 27-43.

Garven, G. and Freeze, R.A.
1984a : Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits. Part 1 : mathematical and numerical models; American Journal of Science, v. 284, p. 1085-1124.
1984b : Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits. Part 2 : quantitative results; American Journal of Science, v. 284, p. 1125-1174.

Given, M.M.
1977 : Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Goetz, C. and Evans, B.
1979 : Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 59, p. 463-478.

Goldflam, P., Hinz, K., Weigel, W., and Wissmann, G.
1980 : Some features of the northwest African margin and magnetic quiet zone; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 294, p.87-96.

Gradstein, F.M. and Williams, G.L.
1976 : Biostratigraphy of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 349, 39 p.
1981 : Stratigraphic charts of the Labrador and Newfoundland shelves; Geological Survey of Canada, Open File 826, 5 p.

Gradstein, F.M., Grant, A.C., and Jansa, L.F.
1977 : Grand Banks and J-Anomaly Ridge; a geological comparison; Science, v. 197, p. 1074-1076.

Grant, A.C.
1975 : Structural modes of the western margin of the Labrador Sea; in Offshore Geology of eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 217-231.

Grow, J.A.
1980 : Deep structure and evolution of the Baltimore Canyon Trough in the vicinity of the COST No. B-3 well; in Geological Studies of the COST No. B-3 well, United States Mid-Atlantic Continental Slope Area, ed. P.A. Scholle, United States Geological Survey Circular 833, p. 117-125.

Grow, J.A. and Markl, R.G.
1977 : IPOD-USGS multichannel seismic reflection profile from Cape Hatteras to the mid-Atlantic ridge; Geology, v. 5, p. 625-630.

Hallam, A.
1984 : Pre-Quaternary sea-level changes; Earth and Planetary Science Annual Review, v. 12, p. 205-243.
Haworth, R.T. and Keen, C.E.
1979 : The Canadian Atlantic margin; a passive continental margin encompassing an active past; in Crustal Properties Across Passive Margins, ed. C.E. Keen; Tectonophysics, v. 59, p. 83-126.
Haworth, R.T., Williams, H., and Keen, C.E.
1985 : Transect D1 : North Appalachian mountains acros Newfoundland to south Labrador Sea : North Continent-Ocean Transects Program, Decade of North American Geology, Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect No.1.
Hellinger, S.J. and Sclater, J.G.
1983 : Some comments on two layer extensional models for the evolution of sedimentary basins; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 8251-8270.
Hinz, K.
1981 : A hypothesis on terrestrial catastrophes : Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins; Their origin and significance; Geologisches Jahrbuch, Reihe E, Heft 22, p. 3-28.
Hinz, K., Schluter, H.V., Grant, A.C., Srivastava, S.P., Umpleby, D., and Woodsie, J.
1979 : Geophysical transects of the Labrador Sea; Labrador to southwest Greenland; in Crustal Properties Across Passive Margins, ed. C.E. Keen; Tectonophysics, v. 59, p. 151-183.
Hood, A., Gutjahr, C.C.M., and Heacock, R.L.
1975 : Organic metamorphism and the generation of petroleum; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 986-996.
Hutchinson, D.R., Grow, J.A., Klitgord, K.D., and Swift, B.A.
1983 : Deep structure and evolution of the Carolina Trough; in Studies in Continental Margin Geology, ed. J.S. Watkins and C.L. Drake; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 129-152.
Hyndman, R.D., Jessop, A.M., Judge, A.S., and Rankin, D.S.
1979 : Variations of heat flow in the Maritime Provinces of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1154-1165.
Illies, J.H.
1981 : Mechanism of graben formation; Tectonophysics, v. 73, p. 249-266.
Issler, D.R.
1984 : Calculation of organic maturation levels for offshore eastern Canada - implications for general application of Lopatin's method; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 477-488.
Jackson, H.R., Keen, C.E., and Keen, M.J.
1975 : Seismis structure of the continental margins and ocean basins of southeastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 74-51, 13 p.
Jackson, J. and McKenzie, D.
1983 : The geometrical evolution of normal fault systems; Journal of Structural Geology, v. 5, p. 471-482.
Jansa, L.F.
1981 : Mesozoic carbonate plafforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.
Jansa, L.F. and Pe-Piper, G.
1985 : Early Cretaceous volcanicity on a northeastern American margin and its implications for plate tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 83-91.
Jansa, L.F. and Wade, J.A.
1975 : Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. Van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 51-105.
Jansa, L.F. and Wiedmann, J.
1982 : Mesozoic-Cenozoic development of the eastern North American and northwest African continental margins; a comparison; in Geology of the Northwest African Continental Margin, ed. U. von Rad and K. Hinz; Springer-Verlag, New York, p.215-269.
Jansa, L.F., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1980 : Upper Triassic salt deposits of the western North Atlantic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 547-559.
Jansa, L.F., Enos, P., Tucholke, B.E., Gradstein, F.M., and Sheridan, R.E.
1979 : Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North Atlantic basin, western North Atlantic; in Deep Drilling Reulsts in the Atlantic Ocean; Continental Margins and Paleoenvironment, ed. M. Talwani, W. Hay and W.B.F. Ryan; Maurice Ewing Series 3, American Geophysical Union, p. 1-57.
Jarvis, G.T. and McKenzie, D.P.
1980 : Sedimentary basin formation with finite extension rates; Earth and Planetary Science Letters, v. 48, p. 42-52.
Jarvis, G.T. and Peltier, W.R.
1982 : Mantle convection as a boundary layer phenomenon; Geophysical Journal of the Royal Astonomical Society, v. 68, p. 385-424.
Jordan, T.H.
1981 : Continents as a chemical boundary layer; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 301, p. 359-373.
Karner, G.D. and Watts, A.B.
1982 : Isostasy at Atlantic-type continental margins; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 2923-2948.
Keen, C.E.
1979 : Thermal history and subsidence of rifted continental margins – evidence from wells on the Nova Scotia and Labrador shelves; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 502-522.
1983 : Salt diapirs and thermal maturity, Scotian Basin; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 101-108.
1985 : The dynamics of rifting; Deformation of the lithosphere by active and passive driving forces; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 80, p. 95-120.
in press : Some important consequences of lithospheric extension; Journal of the Geological Society of London.
Keen, C.E. and Barrett, D.L.
1981 : Thinned and subsided continental crust on the rifted margin of eastern Canada; crustal structure, thermal evolution and subsidence history; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 65, p. 443-465.
Keen, C.E. and Cordsen, A.
1981 : Crustal structure and seismic stratigraphy of the rifted continental margin off eastern Canada : Ocean bottom seismic refraction results off Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1523-1538.
Keen, C.E. and Haworth, R.T.
1985 : D-3 Rifted continental margin off Nova Scotia : offshore eastern Canada; Decade of North American Geology, Geological Society of America, Centennial continentocean Transect No. 3.
Keen, C.E. and Hyndman, R.D.
1979 : Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 712-747.
Keen, C.E. and Keen, M.J.
1974 : The continental margins of eastern Canada and Baffin Bay; in The Geology of Continental Margins, ed. C.A. Burk and C.L. Drake; American Asociation of Petroleum Geologists, Continuing Education Series No. 5, p. 381-389.
Keen, C.E. and Lewis, T.
1982 : Radiogenic heat production from the continental margin of eastern North America; Implications for petroleum generation; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 66, p. 1402-1407.
Keen, C.E., Hall, B.R., and Sullivan, K.D.
1977 : Mesozoic evolution of the Newfoundland Basin; Earth and Planetary Science Letters, v. 37, p. 307-320.
Keen, C.E., Keen, M.J., Barrett, D.L., and Heffler, D.E.
1975 : Some aspects of the ocean-continent transition at the continental margin of eastern North America; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 189-197.
King, L.H. and Young, I.F.
1977 : Paleocontinental slopes of the east coast geosyncline (Canadian Atlantic Margin); Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2553-2564.
Kirby, S.H.
1980 : Tectonic stresses in the lithosphere; constraints provided by the experimental deformation of rocks; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 6353-6363.
Klemme, H.D.
1975 : Geothermal gradients, heat flow and hydrocarbon recovery; in Petroleum and Global Tectonics, ed. A.F. Fischer and S. Judson; Englewood Cliffs, N.J., Princeton University Press, p. 251-304.
Klitgord, K.D. and Behrendt, J.C.
1979 : Basin structure of the U.S. Atlantic margin; in Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, ed. J.S. Watkins, L. Montadert and P. Dickenson; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 29, p. 85-112.

Klitgord, K.D. and Grow, J.A.
1980: Jurassic seismic stratigraphy and basement structure of western Atlantic magnetic quiet zone; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 1658-1680.

Klitgord, K.D., Schlee, J.S., and Hinz, K.
1982: Basement structure, sedimentation and tectonic history of the Georges Bank Basin; in Geological Studies of the COST No. G-1 and G-2 Wells, United States Outer Continental Shelf, ed. P.A. Scholle and C.R. Wenkam; United States Geological Survey, Circular 861, p. 160-193.

Kusznir, N.J. and Bott, M.H.P.
1977: Stress concentration in the upper lithosphere caused by underlying visco-elastic creep; Tectonophysics, v. 43, p. 247-256.

LASE Study Group
1986: Deep Structure of the US East Coast passive margin from large aperture seismic experiments (LASE); Marine and Petroleum Geology, v. 3, p. 234-242.

LePichon, X. and Sibuet, J.C.
1981: Passive margins; a model of formation; Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 3708-3720.

LePichon, X., Angelier, J., and Sibuet, J.C.
1982: Subsidence and stretching; in Studies in Continental Margin Geology, ed. J.S. Watkins and C.L. Drake; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 731-741.

Lewis, J.F. and Hyndman, R.D.
1976: Ocean heat flow measurements over the continental margins of eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1031-1038.

Libby-French, J.
1984: Stratigraphic framework and petroleum potential of northeastern Baltimore Canyon Trough, mid-Atlantic outer continental shelf; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 68, p. 50-73.

Mackenzie, A.S. and Maxwell, J.R.
1981: Assessment of thermal maturation in sedimentary rocks by molecular measurements; in Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration, ed. J. Brooks; Academic Press, London, p. 239-254.

Mackenzie, A.S. and McKenzie, D.P.
1983: Isomerization and aromatization of hydrocarbons in sedimentary basins formed by extension; Geological Magazine, v. 20, p. 417-528.

Mackenzie, A.S., Beaumont, C., Boutilier, R., and Rullkotter, J.
in press: Aromatization and isomerization of hydrocarbons and the thermal evolution of the Nova Scotia continental margin; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A.

Mackenzie, A.S., Brassell, S.C., Eglinton, G., and Maxwell, J.R.
1982: Chemical fossils - the geological fate of steroids; Science, v. 217, p. 491-505.

Majorowicz, J.A., Jones, F.W., Lam, H-L., and Jessop, A.M.
1984: Regional variations of heat flow differences with depth in Alberta, Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 81, p. 479-487.

McKenzie, D.P.
1978: Some remarks on the development of sedimentary basins; Earth and Planetary Science Letters, v. 40, p. 25-32.

McWhae, J.R.H.
1981: Structure and spreading history of the northwestern Atlantic region from the Scotian Shelf to Baffin Bay; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Ferguson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 299-332.

Montadert, L., de Charpal, O., Roberts, D., Guennoc, P., and Sibuet, J.C.
1979: Northeast Atlantic passive continental margins; rifting and subsidence processes; American Geophysical Union, Maurice Ewing Symposium Series 3, p. 154-186.

Mutter, J., Talwani, M., and Stoffa, P.
1982: Origin of seaward dipping reflectors in oceanic crust off the Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading"; Geology, v. 10, p. 353-357.

Neugebauer, H.J. and Spohn, T.
1982: Metastable phase transitions and progressive decline of gravitational energy; aspects of Atlantic-type margin dynamics; in Dynamics of Passive Continental Margins, ed. R.A. Scrutton; American Geophysical Union, Geodynamics Series, v. 6, p. 166-183.

Oxburgh, E.R. and Andrews-Speed, C.P.
1981: Temperature, thermal gradients, and heat flow in the south western North Sea; in Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe, ed. L.V. Illing and G.D. Hobson; London Institute of Petroleum, p. 141-151.

Palmer, A.R.
1983: The Decade of North American Geology 1983 geologic time scale; Geology, v. 11, p. 503-504.

Parmentier, E.M., Turcotte, D.L., and Torrance, K.E.
1976: Studies of finite amplitude non-Newtonian thermal convection with application to the earth's mantle; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 1839-1846.

Parsons, B. and Sclater, J.G.
1977: An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age; Journal of Geophysical Research, v. 82, p. 803-827.

Poag, C.W.
1979: Stratigraphy and depositional environments of Baltimore Canyon Trough; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 1452-1466.
1980: Foraminiferal stratigraphy, paleoenvironments, and depositional cycles in the outer Baltimore Canyon trough; in Geological Studies of the COST No. B-3 Well, United States Mid-Atlantic Continental Slope area, ed. P.A. Scholle; United States Geological Suvery, Circular 833, p. 44-65.

Powell, T.G.
1982: Petroleum geochemistry of the Verrill Canyon Formation; a source for Scotian Shelf hydrocarbons; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 30, p. 167-179.

Powell, T.G. and Snowdon, L.R.
1979: Geochemistry of crude oils and condensates from the Scotian Basin; offshore Eastern Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 27, p. 453-466.

Proffett, J.M.
1977: Cenozoic Geology of the Yerington district, Nevada, and implications for the nature and origin of basin and range faulting; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 247-266.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1984 Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the eastern interior of North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 973-996.

Rashid, M.A. and McAlary, J.D.
1977: Early maturation of organic matter and genesis of hydrocarbons as a result of heat from a shallow piercement salt dome; Journal of Geochemical Exploration, v. 8, p. 549-570.

Reiter, M. and Jessop, A.M.
1985: Estimates of terrestrial heat flow along offshore eastern Canada by using petroleum bottom hole data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1503-1517.

Robbins, E.I. and Rhodehamel, E.C.
1976: Geothermal gradients help predict petroleum potential of Scotian Shelf; Oil and Gas Journal, v. 74, p. 143-145.

Royden, L. and Keen, C.E.
1980: Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves; Earth and Planetary Science Letters, v. 51, p. 343-361.

Royden, L., Sclater, J.G., and Von Herzen, R.P.
1980: Continental margin subsidence and heat flow, important parameters in formation of petroleum hydrocarbons; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 173-187.

Sawyer, D.S., Swift, B.A., Sclater, J.G., and Toksoz, M.N.
1982a: Extensional model for the subsidence of the northern United States Atlantic continental margin; Geology, v. 10, p. 134-140.

Sawyer, D.S., Toksoz, M.N., Sclater, J.G., and Swift, B.A.
1982b: Thermal evolution of the Baltimore Canyon Trough and Georges Bank Basin; in Studies in Continental Margin Geology, ed. J.S. Watkins and C.L. Drake; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 743-762.

Scheupbach, M.A. and Vail, P.R.
1980: Evolution of outer highs on divergent continental margins; National Research Council, Geophysics Study Committee, Continental Tectonics; National Academy of Sciences, Studies in Geophysics, p. 50-60.

Schlee, J.S. and Grow, J.A.
1980: Seismic stratigraphy in the vicinity of the COST No. B-3 well; in Geological Studies of the COST B-3 well, United States Mid-Atlantic Continental Slope Area, ed. P.A. Scholle; United States Geological Survey Circular 833, p. 111-116.

Scholle, P.A.
1977 : Geological studies of the COST No. B-2 well, U.S. Mid-Atlantic outer continental shelf area; United States Geological Survey Circular 750, 71 p.
1980 : Geological studies of the COST No. B-3 well, U.S. Mid-Atlantic continental slope area; United States Geological Survey Circular 833, 132 p.

Sclater, J.G. and Christie, P.A.F.
1980 : Continental stretching: an explanation of the post Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 3711-3739.

Sclater, J.G., Jaupart, C., and Galson, D.
1980 : The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth; Review of Geophysics and Space Physics, v. 18, p. 269-311.

Sengor, A.H.C. and Burke, K.
1978 : Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications; Geophysical Research Letters, v. 5, p. 419-421.

Sheridan, R.E., Grow, J.A., Behrendt, J.C., and Bayer, K.C.
1979 : Seismic refraction study of the continental edge of the eastern United States; Tectonophysics, v. 59, p. 1-28.

Sleep, N.H.
1971 : Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break-up; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 24, p. 325-350.

Smith, H.A.
1975 : Geology of the West Sable structure; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parkes, and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 133-154.

Smith, R.B. and Bruhn, R.L.
1984 : Intraplate extensional tectonics of the Eastern Basin and Range; inferences on structural style from seismic reflection data, regional tectonics, and thermal-mechanical models of brittle-ductile deformation; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 5733-5762.

Spohn, T. and Schubert, G.
1982 : Convective thinning of the lithosphere; a mechanism for the initiation of continental rifting; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 4669-4681.

Srivastava, S.P.
1978 : Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 52, p. 313-357.

Srivastava, S.P., Falconer, R.K.H., and MacLean, B.
1981 : Labrador Sea, Davis Strait, Baffin Bay; geology and geophysics - a review; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Ferguson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 333-398.

Steckler, M.S. and Watts, A.B.
1978 : Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York, Earth and Planetary Science Letters, v. 41, p. 1-13.
1982 : Subsidence history and tectonic evolution of Atlantic-type continental margins; in Dynamics of Passive Continental Margins, ed. R.A. Scrutton; American Geophysical Union, Geodynamics Series, v. 6, p. 184-196.

Strong, D.F. and Harris, A.
1974 : The petrology of Mesozoic alkaline intrusives of central Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1208-1219.

Sullivan, K.D. and Keen, C.E.
1978 : The nature of the crust in the vicinity of the Newfoundland Ridge; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1462-1471.

Taylor, S.R., Toksoz, M.N., and Chaplin, M.P.
1980 : Crystal structure of the northeastern United States; contrasts between Grenville and Appalachian Provinces; Science, v. 208, p. 595-597.

Tucholke, B.E. and Ludwig, W.J.
1982 : Structure and origin of the J Anomaly Ridge, western north Atlantic Ocean; Journal of Geohphysical Research, v. 87, p. 9389-9407.

Tucholke, B.E. and Mountain, G.S.
1979 : Seismic stratigraphy, lithostratigraphy, and paleosedimentation patterns in the North American Basin; in Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; Continental Margins and Paleoenvironments, ed. M. Talwani; American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, v. 3, p. 58-86.

Turcotte, D.L., Liu, J.Y., and Kulhawy, F.H.
1984 : The role of an intracrustal asthenosphere on the behaviour of major strike-slip faults; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 5801-5816.

Umpleby, D.C.
1979 : Geology of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 79-13, 34 p.

Vail, P.R. and Hardenbol, J.
1979 : Sea-level change during the Tertiary; Oceanus, v. 22, p. 71-79.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N., and Hatlelid, W.G.
1977 : Seismic stratigraphy and global changes of sea level; in Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, ed. C.E. Payton; American Association of Petroleum Geology, Memoir 26, p. 49-212.

van der Linden, W.J.M.
1975 : Crustal attenuation and sea-floor spreading in the Labrador Sea; Earth and Planetary Science Letters, v. 27, p. 409-423.

van Hinte, J.E.
1978 : Geohistory analysis - application of micropaleontology in exploration geology; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, p. 201-222.

Vetter, U.R. and Meisner, R.O.
1979 : Rheologic properties of the lithosphere and application to passive margins; Tectonophysics, v. 59, p. 367-380.

Vierbuchen, R.C., George, R.P., and Vail, P.R.
1982 : A thermal-mechanical model of rifting with implications for outer highs on passive continental margins; in Studies in Continental Margin Geology, ed. J.S. Watkins and C.L. Drake; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 765-778.

Wade, J.A.
1981 : Geology of the Canadian Atlantic margin from Georges Bank to the Grand Banks; in Geology of the North Atlantic Borderlands, ed. J.W. Kerr and A.J. Fergusson; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 447-460.

Walcott, R.I.
1970 : Isostatic response to loading of the crust in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 2-13.

Waples, D.W.
1980 : Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 916-926.

Watts, A.B.
1981 : The U.S. continental margin : subsidence history, crustal structure and thermal evolution; in Geology of Passive Continental Margins; History, Structure, and Sedimentologic Record, Education Cruise Notes Series, No. 19, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 75 p.
1982 : Tectonic subsidence, flexure and global changes in sea-level; Nature, v. 297, p. 469-474.

Watts, A.B. and Thorne, J.
1984 : Tectonics, global changes in sea-level and their relationship to stratigraphical sequences at the U.S. Atlantic continental margin; Marine and Petroleum Geology, v. 1, p. 319-339.

Watts, A.B., Karner, G.D., and Steckler, M.S.
1982 : Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins; in The Evolution of Sedimentary Basins, ed. P. Kent et al.; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. A305, p. 249-282.

Weertman, J.
1970 : The creep strength of the Earth's mantle; Geophysics and Space Physics Review, v. 8, p. 145-168.

Wernicke, B. and Burchfiel, B.C.
1982 : Modes of extensional tectonics; Journal of Structural Geology, v. 4, p. 105-115.

Williams, H.
1979 : The Appalachian Orogen in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 792-807.

Williams, H. and Hatcher, R.D.
1983 : Appalachian suspect terranes; in Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains, ed. R.D. Hatcher Jr., H. Williams and I. Zietz; Geological Society of America, Memoir 159, p. 33-53.

Williams, H. and Stevens, R.K.
1974 : The ancient continental margin of eastern North America; in Geology of Continental Margins, ed. C.A. Burk and C.L. Drake; Springer- Verlag, New York, p. 781-796.

Yuen, D.A. and Fleitout, L.
1985 : Thinning of the lithosphere by small-scale convective destabilization; Nature, v. 313, p. 125-128.

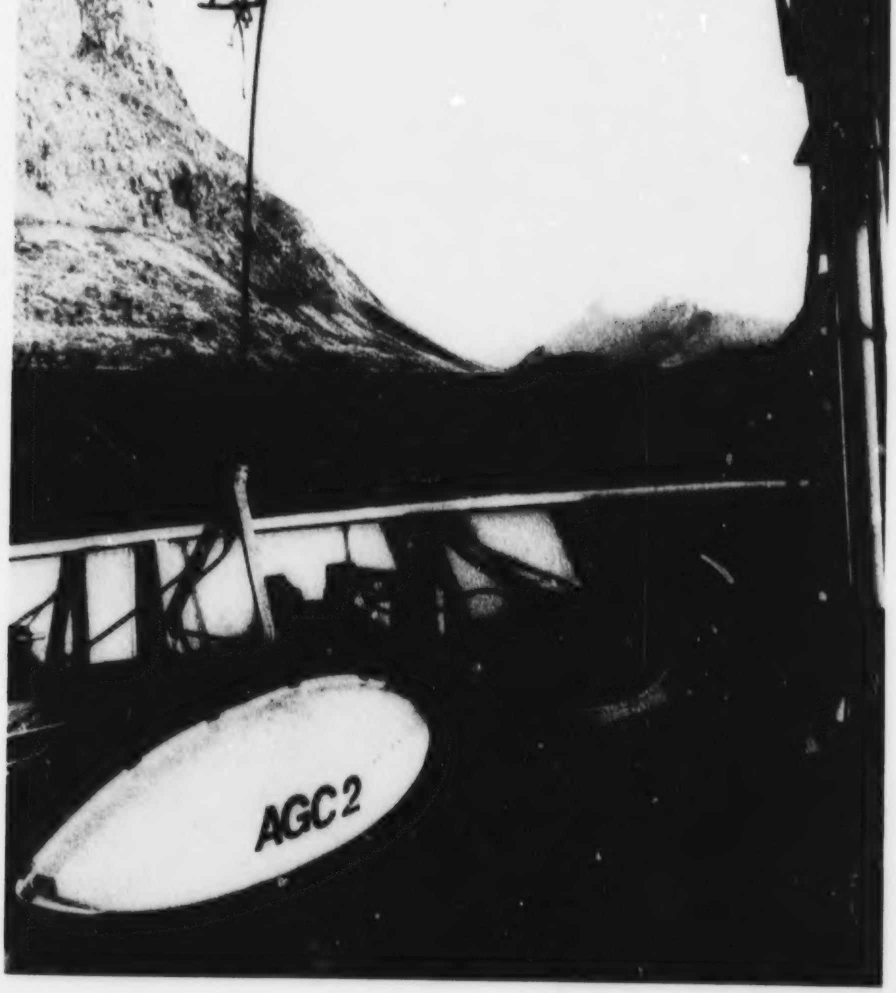
Adresse des auteurs

C.E. Keen, Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada, Institut océanographique
Bedford, P.O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2

C. Beaumont, Department of Oceanography, Dalhousie
University, Halifax, Nova Scotia B3H 4J1

Imprimé au Canada

ÉTUDES SUR LE QUATERNAIRE



Fjord de l'île de Baffin vu du CSS Hudson. Sur le pont du navire, le boîtier de l'instrument constitue le poisson de l'appareil de prospection sismique Huntec-Deep-tow. Dans le présent volume, plusieurs exemples de profils sismiques haute résolution obtenus avec cet appareil sont présentés. Photo publiée avec l'autorisation des services photographiques de l'Institut océanographique Bedford.

Chapitre 10

GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE

Introduction
Datations et corrélations chronologiques
Méthodes utilisées en géologie marine du Quaternaire
Cadre océanographique et climatique de la glaciation quaternaire sur la marge continentale de l'Est du Canada
Interprétation paléoenvironnementale des milieux de dépôt du Quaternaire
Région sud-est du Canada
- Plate-forme Néo-Écossaise et golfe du Maine
- Golfe du Saint-Laurent
- Grands Bancs de Terre-Neuve
- Zones profondes au large de la côte sud-est du Canada

Région de la mer du Labrador
- Plate-forme nord-est de Terre-Neuve
- Plate-forme du Labrador
- Baie d'Hudson
- Détroit d'Hudson et baie d'Ungava
- Plate-forme sud-est du Baffin
- Zones profondes de la mer du Labrador

Région de la baie de Baffin
- Fjords de l'île de Baffin
- Plate-forme nord-est de Baffin
- Bassin de Baffin

Région de l'océan Arctique
- Zones marines de l'archipel arctique canadien
- Mer de Beaufort
- Plate-forme continentale et bassin océanique arctiques

Synthèse
- Évolution géomorphologique
- Début de la glaciation au Tertiaire tardif et au Quaternaire précoce
- Synthèse stratigraphique des successions glaciaires
- Transport glaciel
- Paléo-océanographie du Quaternaire tardif
- Modèles de sédimentation glaciomarine
- Processus de sédimentation en eau profonde

Remerciements
Références
Addenda

Chapitre 10

GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE

D.J.W. Piper, P.J. Mudie, G.B. Fader, H.W. Josenhans, B. MacLean et G. Vilks

avec la participation de : A.E. Aksu, C.L. Amos, D.E. Buckley, S.M. Blasco, P.R. Hill, I. Hardy, D.A. Hodgson, C.F.M. Lewis, R.A. Myers, B.R. Pelletier, D. Praeg, R. Klassen, C.T. Schafer, J.P.M. Syvitski et J.-S. Vincent

INTRODUCTION

D.J.W. Piper

Les roches quaternaires du domaine continental ont longtemps été étudiées séparément des autres roches phanérozoïques, et ce n'est pas par un simple caprice des éditeurs si le Quaternaire occupe un volume distinct de la série Géologie du Canada. Les dépôts accessibles du Quaternaire appartiennent en majeure partie au domaine continental et, de ce fait, se conservent plus difficilement. Les principaux changements de faciès se succèdent à un intervalle de l'ordre de 10 ka et donnent lieu à de bonnes corrélations chronostratigraphiques par radiodatation dans la mesure où ils ne dépassent pas 30 ou 40 ka. En raison du caractère relativement récent des dépôts quaternaires, de leur présence dans le domaine continental et de leur datation relativement précise, l'étude du Quaternaire a toujours exigé une interaction étroite avec d'autres disciplines, notamment l'archéologie, la géomorphologie, la paléobiologie et la climatologie.

Quant à l'étude du Quaternaire marin, elle se rapproche davantage de l'étude des sédiments préquaternaires; en effet, les méthodes utilisées et les problèmes rencontrés sont mieux connus des géologues spécialistes des roches plus anciennes que des quaternaristes. En général, la stratigraphie des grands fonds océaniques représente une séquence continue de la sédimentation quaternaire. Sur les plates-formes continentales, comme en bordure d'un craton, la stratigraphie est moins complète que dans les grands fonds, mais plus continue que dans la plupart des coupes du domaine continental. La stratigraphie marine fournit des données abondantes aux corrélations chronostratigraphiques et lithostratigraphiques, notamment par le truchement des profils de sismique-réflexion. L'évolution des microfossiles marins préservés dans les roches fournit un contrôle biostratigraphique; à partir des variations séquentielles observées dans les associations de microfossiles, on peut retracer l'évolution des milieux de dépôt; la présence de pollens d'origine terrestre rend parfois possibles des corrélations avec la stratigraphie continentale. Certains phénomènes étendus, comme les horizons de cendres et les inversions paléomagnétiques, servent de marqueurs; les microfossiles de haute mer ont conservé l'empreinte des variations de la composition isotopique de l'oxygène dans l'eau de mer. Sur les plates-formes continentales, des strates marines sont interdigitées avec des tills mis en place par des glaces ancrées. La stratigraphie marine du Quaternaire est, dans les faits, le stratotype auquel se réfèrent toutes les études des sédiments quaternaires dont l'âge est inaccessible à la méthode classique du radiocarbone (c'est-à-dire, qui datent de plus d'environ 40 ka).

Piper, D.J.W., Mudie, P.J., Fader, G.B., Josenhans, H.W., MacLean, B. et Vilks, G.
1990 : Géologie du Quaternaire; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 10, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

L'épisode actuel de glaciation polaire a probablement commencé dans l'hémisphère Sud au cours de l'Oligocène, d'abord par l'englaciation des chaînes de montagnes de l'Antarctique à mesure que le continent s'est approché du pôle Sud. Cette glaciation a pris beaucoup d'extension au Miocène tardif. À mesure que le continent de Gondwana s'est éloigné de l'Antarctique, la transformation progressive de la topographie du fond océanique a permis aux eaux de fond froides des plates-formes continentales antarctiques d'exercer une influence sur la circulation, la température et la géochimie globales de l'océan planétaire, tout au long du Tertiaire (Kennett, 1982). Au cours du Miocène tardif, dans l'hémisphère Nord, le climat s'est refroidi et des glaciers se sont formés en Alaska et probablement ailleurs. Des sédiments de l'océan Arctique pouvant avoir jusqu'à 4,5 Ma contiennent des grains de sable glaciels. Les premiers indices évidents d'un transport glaciel, datés approximativement de l'intervalle 3,4 - 3,0 Ma, proviennent de la baie de Baffin, de la mer du Labrador et de la mer de Norvège. La première phase majeure de la croissance de l'Inlandsis laurentidien, qui représentait en volume environ 45 % des glaces de l'hémisphère Nord, a eu lieu au Pléistocène. Des glaciers ont recouvert la plate-forme Néo-Écossaise pour la première fois vers 0,8 Ma.

L'océan Arctique communiquait avec l'océan planétaire par la mer du Labrador et la baie de Baffin, la mer groenlando-norvégienne et la mer de Béring. Les deux plus grands inlandsis pléistocènes de l'hémisphère Nord confinaient à la mer du Labrador; celui du Groenland a survécu

jusqu'à nos jours. Plusieurs théories sur l'origine de la glaciation admettent que la mer du Labrador a été balayée de tempêtes qui ont alimenté en humidité les deux grandes nappes glaciaires. De là l'importance des régions extracôtières de l'Est du Canada et de l'Arctique canadien pour l'étude de la glaciation du Cénozoïque tardif.

La géologie quaternaire des régions extracôtières de l'Est du Canada nous en dit beaucoup sur les glaciations que la seule histoire de l'Inlandsis laurentidien et des nappes glaciaires adjacentes. La plate-forme continentale canadienne est une région bien connue et facilement accessible, et les données qu'elle livre nous aident à comprendre la géologie glaciaire des régions moins accessibles, comme celle de l'Antarctique. Les interprétations biostratigraphiques et environnementales qui ont été faites à partir de microfossiles pour les régions extracôtières de l'Est du Canada ont été appliquées à d'autres régions de haute latitude. Il y à peine 40 000 ans, les fronts des vastes inlandsis se trouvaient à 44°N, à quelques centaines de kilomètres du Gulf Stream; ils ont créé des conditions glaciologiques et météorologiques qui n'existent plus aujourd'hui, mais qui ont exercé une grande influence sur les glaciations du Protérozoïque tardif et sur d'autres glaciations majeures. Pour que la mise en valeur les hydrocarbures extracôtiers puisse s'effectuer dans les meilleures conditions de sécurité et de rentabilité qui soient, il importe de bien connaître les sédiments quaternaires du fond marin, qui sont en quelque sorte les «sols» des ingénieurs; de même, l'exploitation des placers et des agrégats dans cette zone suppose une bonne connaissance du Quaternaire marin.

En 1985, la base de données sur le Quaternaire des régions extracôtières de l'Est du Canada n'apportait que des réponses partielles aux questions soulevées par la chronologie et l'extension des glaciations quaternaires[1]. Les profils de sismique-réflexion permettent d'interpréter la lithostratigraphie fondamentale de la majeure partie de la plate-forme continentale et de certaines zones en haute mer. Toutefois, les sondages profonds permettant d'échantillonner directement la séquence stratigraphique du début du Quaternaire sont peu nombreux (fig. 10-1). Un grand nombre d'échantillons ont été prélevés au moyen de carottiers à piston, mais en général, ils ne couvrent que la partie la plus récente du Quaternaire (< 25 ka).

Il est difficile de corréler les données du Quaternaire marin avec celles du domaine continental, car ils sont de nature différente. Dans plusieurs stratotypes continentaux, les séquences sédimentaires sont discontinues et, par conséquent, se prêtent difficilement à une corrélation régionale; d'autres sont dépourvues de matériaux biostratigraphiques permettant d'établir des corrélations sur de grandes distances; d'autres, enfin, sont mal datées. Dans l'Est du Canada, la plupart des dépôts quaternaires du domaine continental reposent sur un substratum rocheux irrégulier et résistant; ils s'étendent sur des zones jadis englacées et, par conséquent, érodées. Sur les plates-formes continentales, en revanche, les sédiments forment de puissantes accumulations et reposent en grande partie sur des roches tendres. Les profils de sismique-réflexion permettent d'établir des corrélations régionales; en outre, les sédiments marins contiennent des microfossiles propres à la corrélation stratigraphique et à l'interprétation environnementale.

Les régions au large du Canada et du Groenland regorgent de données sur l'histoire de la glaciation du Quaternaire. Dans le présent chapitre, les auteurs présentent une synthèse des données disponibles sur la géologie des régions extracôtières de l'Arctique, où la marge externe de l'Inlandsis laurentidien et les glaciers périphériques ont laissé leur empreinte. Au moment de la rédaction du présent chapitre, les données relatives aux séquences de la baie de Baffin et de la mer du Labrador qui ont été relevées dans le cadre du Programme de sondage des fonds marins n'étaient encore que provisoires. Ces séquences pourraient devenir la norme stratigraphique pour la marge continentale de la côte Est du Canada.

DATATIONS ET CORRÉLATIONS CHRONOLOGIQUES

Introduction et terminologie

D.J.W. Piper

La biostratigraphie, la radiochronologie et l'étude des isotopes de l'oxygène fournissent des données chronologiques sur les sédiments marins du Quaternaire. L'application de ces méthodes aux sédiments marins quaternaires de la zone extracôtière du Canada sera examinée dans les sections suivantes.

Les étages stratigraphiques classiques du Quaternaire de l'Amérique du Nord ont été définis dans le domaine continental : le Wisconsinien correspond à la dernière grande glaciation, qui a suivi l'Interglaciaire sangamonien et la Glaciation illinoienne. Les étages classiques fondés sur la chronologie isotopique de l'oxygène en milieu marin fournissent une nomenclature beaucoup plus précise pour la stratigraphie marine du Quaternaire tardif (fig. 10-2). Ils sont numérotés à partir du chiffre 1, qui correspond à l'Holocène; les chiffres pairs représentent des périodes de glaciation étendue et les chiffres impairs, des interglaciaires ou des interstades majeurs. Les étages des domaines continentaux et marins sont corrélés différemment par divers auteurs; dans le présent chapitre, a été adopté le point de vue de Harland et al. (1982) et de Fulton (1984), qui rapportent le Sangamonien à l'ensemble de l'étage 5 de la stratigraphie isotopique de l'oxygène. Le Wisconsinien précoce correspond à l'étage 4 (environ 75-65 ka), le Wisconsinien moyen à l'étage 3 et au début de l'étage 2 (65-23 ka), et le Wisconsinien tardif à la dernière partie de l'étage 2 et au début de l'étage 1 (23-10 ka). Le terme «postglaciaire» est utilisé comme qualificatif stratigraphique local des sédiments accumulés après le retrait des glaces. Le terme «Wisconsinien» s'applique uniquement aux régions touchées par l'Inlandsis laurentidien ou les glaces de l'Atlantique canadien; l'expression «glaciation de Foxe» s'applique à la «dernière glaciation» analogue qui a eu lieu dans l'île de Baffin.

Corrélation biostratigraphique et biochronologie

P.J. Mudie et G. Vilks

Les coupes du Cénozoïque tardif qui ont été échantillonnées dans des puits extracôtiers et des séquences marines pélagiques ont été datées biochronologiquement, tandis que les unités géochronologiques sont définies en fonction de processus irréversibles d'évolution biologique (fig. 10-3).

[1] Voir l'addenda.

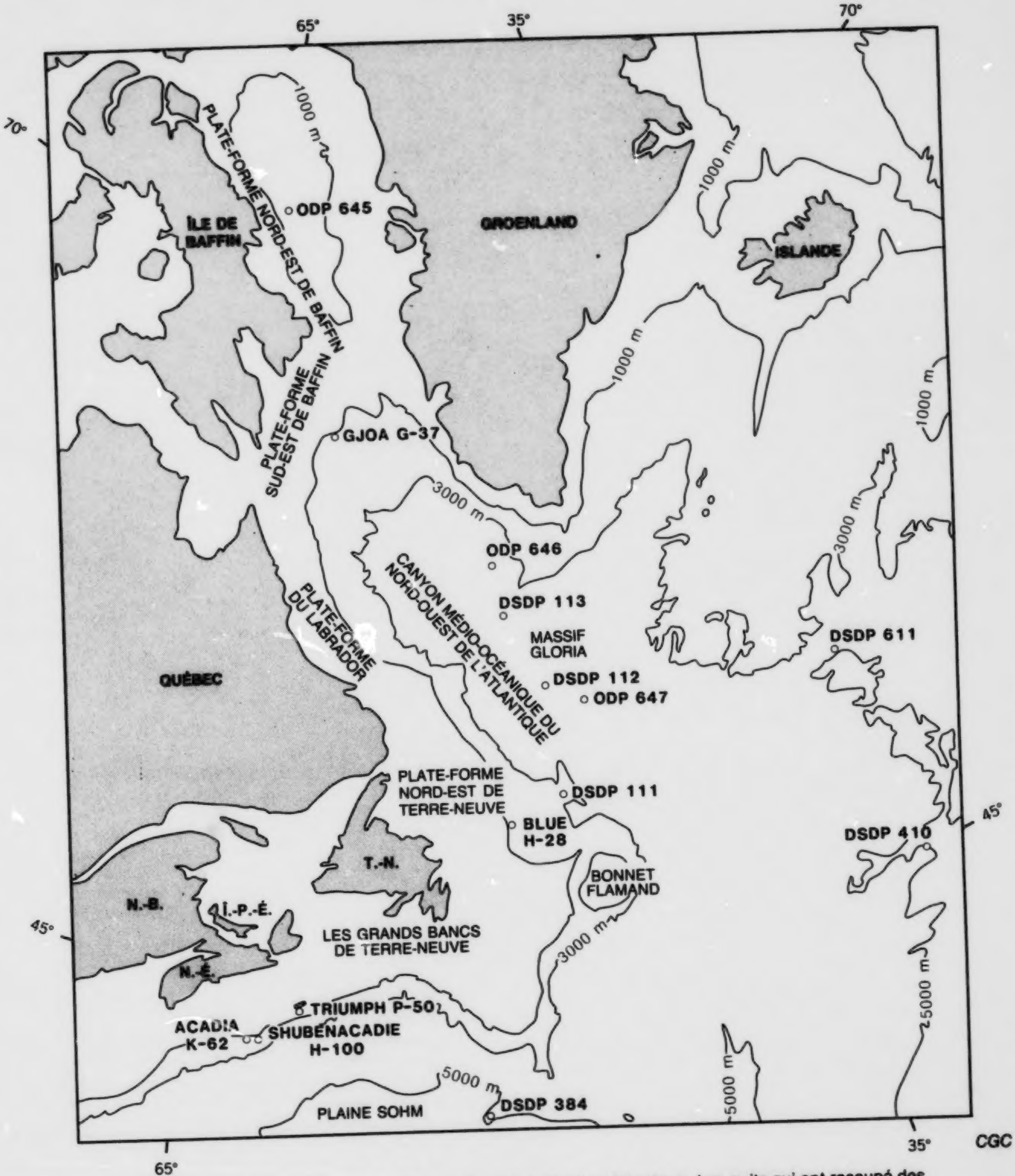


Figure 10-1. Bathymétrie de la région nord-ouest de l'océan Atlantique. Les puits qui ont recoupé des sections importantes de la stratigraphie quaternaire sont représentés. Pour plus d'informations, se référer à la carte 850-A (en pochette).

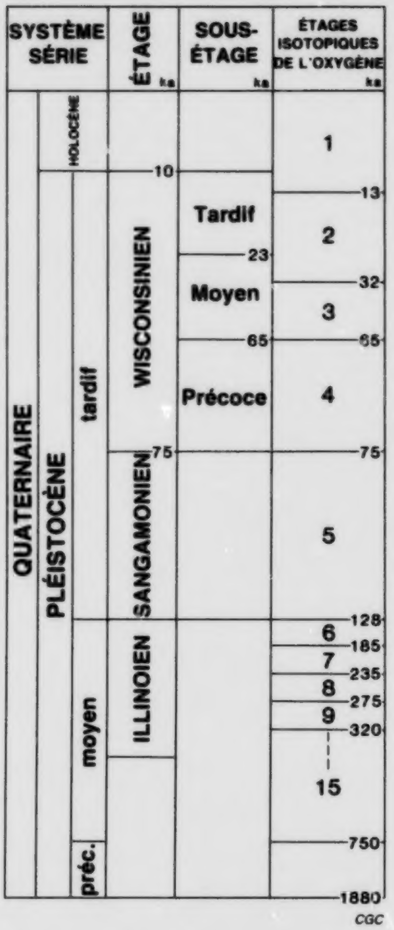


Figure 10-2. Résumé de la nomenclature stratigraphique du Quaternaire utilisée dans le présent chapitre (d'après Fulton, 1984, mais modifiée de façon à placer la limite du Quaternaire précoce-moyen à la base du magnétochron de Brunhes).

Très peu de ces séquences biostratigraphiques sont reconnues dans les coupes marines épaisses du Pliocène et du Quaternaire dans la zone extracôtière de l'Est du Canada; à l'heure actuelle, les données sont insuffisantes pour permettre la corrélation irréfutable des zones d'extension régionales, floristiques et fauniques, avec les biochronologies classiques proposées pour l'Atlantique Nord (par ex., Berggren, 1981a; Suc et Zagwijn, 1983; Baldauf, 1984; Berggren et al., 1985). En outre, puisque les chronologies classiques sont principalement fondées sur des stratotypes européens et des sites du Deep Sea Drilling Project (DSDP) (programme de forage en eau profonde) dans les régions subtropicales à tempérées de l'Atlantique Nord, la corrélation biochronologique avec les sites du DSDP à haute latitude n'est pas encore bien établie (Srinivasan et Kennett, 1981). Néanmoins, un nombre limité de données biochronologiques en provenance des monts sous-marins Fogo (Piper, 1975a; Alam et Piper, 1977; Alam et al., 1983), des sites 111, 112 et 113 du DSDP (Laughton et al., 1972), de carottes recueillies dans le détroit de Davis (Mudie et Aksu, 1984; Aksu et Mudie, 1985a), et de puits forés au large de la côte Est du Canada (Williams et Bujak, 1977a, b) suggère que les répartitions stratigraphiques des foraminifères planctoniques, des nannofossiles calcaires (coccolithes et discoastérides), des diatomées, des dinokystes et des pollens trouvés au large de la côte Est du Canada, peuvent être grossièrement mises en corrélation avec la biochronologie de haute latitude établie pour le site 611 du DSDP (Ruddiman et al., 1987). Le tableau corrélatif provisoire des sédiments d'eau profonde de la zone extracôtière de l'Est du Canada (fig. 10-3) est donc étalonné avec les niveaux de référence magnétochronologiques et biochronologiques (première apparition et dernière présence) des fossiles repères au site 611 du DSDP.

Dans la majeure partie des régions qui sont situées au large de la côte Est du Canada, les seules données biostratigraphiques quaternaires proviennent de carottages à piston; ces carottes couvrent un intervalle géologiquement bref, en général inférieur à 50 000 ans. Le biote marin ne présente que très peu de changements évolutifs au cours d'une telle période. Il en résulte que les échelles chronobiostratigraphiques du Pléistocène tardif et de l'Holocène se fondent principalement sur la corrélation de séquences superposées d'associations de microfossiles* avec des niveaux de référence radiométriques (fig. 10-4). Ces associations d'espèces reflètent des changements environnementaux. La corrélation des limites biostratigraphiques se fait selon les principes de l'écostratigraphie, qui prévoit que des associations d'espèces peuvent réintégrer la colonne stratigraphique à mesure que les conditions écologiques changent. Ces limites sont diachrones sur des centaines de kilomètres.

Au cours du Quaternaire, les cycles glaciaires-interglaciaires ont provoqué et influencé les perturbations du milieu marin sur les plates-formes continentales, au moyen d'une série de mécanismes de rétroaction. Du point de vue de l'écostratigraphie, les changements les plus importants ont touché la température et la salinité de l'eau; or, la turbidité, les taux de sédimentation, la proximité de la glace de glacier et les changements dans la profondeur de l'eau ont également influencé certains taxons. Des fossiles omniprésents d'animaux et de végétaux sensibles à ces paramètres environnementaux sont souvent utilisés pour établir les horizons stratigraphiques (Vilks, 1981).

Un des inconvénients majeurs de la zonation écostratigraphique des sédiments quaternaires est l'aspect diachrone des changements environnementaux, principalement d'une latitude à l'autre et de la côte vers le large. En plus de comprendre les événements paléoenvironnementaux, il faut donc pouvoir les dater de façon absolue. Or, les inexactitudes de datation sont attribuées au mélange de fossiles autochtones et allochtones causé par le remaniement des sédiments fossilifères, à la dissolution de microfossiles calcaires ou siliceux (Aksu et Mudie, 1985a) et à l'oxydation de foraminifères agglutinants (Scott et Medioli, 1980; Scott et al., 1984b). La corrélation des associations de pollens marins avec la stratigraphie pollinique terrestre qui est encadrée par la datation au radiocarbone (fig. 10-5), constitue souvent la méthode la plus fiable pour

* : Tel qu'il est employé dans ce chapitre, le terme microfossile se rapporte non seulement aux microfossiles siliceux et calcaires, mais aussi aux palynomorphes.

la datation relative des séquences de boues hémipélagiques postglaciaires (Vilks et Mudie, 1978; Mudie, 1980). Il en résulte que la corrélation pollinique a été le principal outil de datation pour la compilation du tableau biostratigraphique (fig. 10-4) des microfossiles provenant de sédiments s'échelonnant du Wisconsinien tardif à l'Holocène sur la marge continentale du Canada, de la Nouvelle-Écosse (44°N) jusqu'au Labrador central (56°N).

Méthodes de datation radiométrique

D.J.W. Piper

Il existe une gamme de radionucléides qui servent à dater les sédiments du Quaternaire. La présente section expose brièvement les problèmes reliés à l'application des diverses méthodes aux sédiments marins de l'Est du Canada; une description complète des méthodes est donnée dans de nombreux ouvrages classiques et synthèses (par ex., Rutter, 1985; Wilson et al., 1984).

La datation au ^{14}C est largement utilisée pour les sédiments dont l'âge est inférieur à environ 60 ka. Avant la mise au point de la méthode de spectrométrie de masse par accélérateur, il était rare de trouver dans les carottes des coquilles suffisamment grandes pour être datées, et la datation de coquilles a donné très peu d'âges supérieurs à 12 ka. Au moment de la rédaction du présent chapitre (1985), la spectrométrie de masse par accélérateur n'est largement disponible que depuis environ un an : elle permet de dater des échantillons de carbonate aussi petits que 30 mg et a déjà considérablement amélioré le contrôle chronologique (Andrews et al., 1985). Cependant, les problèmes associés au remaniement d'échantillons tellement petits n'ont pas encore été complètement évalués et, à l'heure actuelle, seuls les âges remontant jusqu'à 30 000 ans sont considérés fiables par les laboratoires analytiques.

La plupart des datations au radiocarbone effectuées pour la région au large de la côte Est du Canada sont fondées sur le contenu en carbone organique total des boues. Ce carbone organique a diverses origines et peut contenir des quantités considérables de carbone remanié, particulièrement dans les sédiments proglaciaires. Une comparaison des datations sur coquilles et des datations au carbone organique total révèle que les datations préholocènes au carbone organique total surestiment souvent l'âge véritable, en raison de l'effet du carbone inerte (Fillon et al., 1981a; Andrews et al., 1985). Cependant, les âges établis au carbone organique total présentent souvent une relation régulière avec la profondeur sous le fond marin (King et Fader, 1986), ce qui suggère que la proportion de carbone inerte peut demeurer à peu près constante à l'intérieur d'un même faciès sédimentaire. La proportion des particules de carbone remanié qui ont plus de 10 µm peut être estimée à l'aide de préparations palynologiques standard (Nambudiri et al., 1980), et les corrections pertinentes apportées à l'âge ^{14}C en supposant que cette fraction granulométrique est représentative de tout le carbone présent. La microscopie en fluorescence pourrait constituer une autre méthode d'identification du carbone inerte, mais il est très difficile de déterminer l'origine des particules très fines, riches en carbone.

Les âges établis au carbone organique total semblent être raisonnablement fiables pour la plus grande partie des boues marines holocènes (postglaciaires) dont la teneur en carbone organique est relativement élevée (>2 % en poids sec). Ce sont souvent les seuls âges disponibles pour les sédiments anciens; il faut donc les considérer avec prudence, car ils ne fournissent qu'une estimation de l'âge maximal de ces sédiments.

La méthode du déséquilibre de l'uranium (Schwarcz et Blackwell, 1985) permet des datations jusqu'à 350 000 ans. Elle a été utilisée pour les matériaux carbonatés pélagiques, les coraux, les mollusques, le bois et d'autres matériaux; dans l'Est du Canada, elle n'est employée fréquemment que pour dater des mollusques marins trouvés dans des coupes continentales (Grant, 1980; Szabo et al., 1981). Les coquilles récupérées dans les carottes marines sont habituellement trop petites pour être analysées par cette méthode; en outre, les apports d'uranium détritique sont trop variables pour permettre l'application de cette méthode à la plupart des sédiments marins. La datation au ^{10}Be n'a pas encore été employée pour les sédiments au large de la côte Est du Canada; toutefois, elle couvre plusieurs millions d'années et s'avère donc très prometteuse pour les coupes du début du Quaternaire (Segl et al., 1984).

Les isotopes à courte période, notamment le ^{210}Pb et le ^{137}Cs, ont servi largement à dater les événements de l'Holocène tardif dans l'Est du Canada (Smith et Schafer, 1984). En général, ils permettent des datations sur une période de moins de 100 ans.

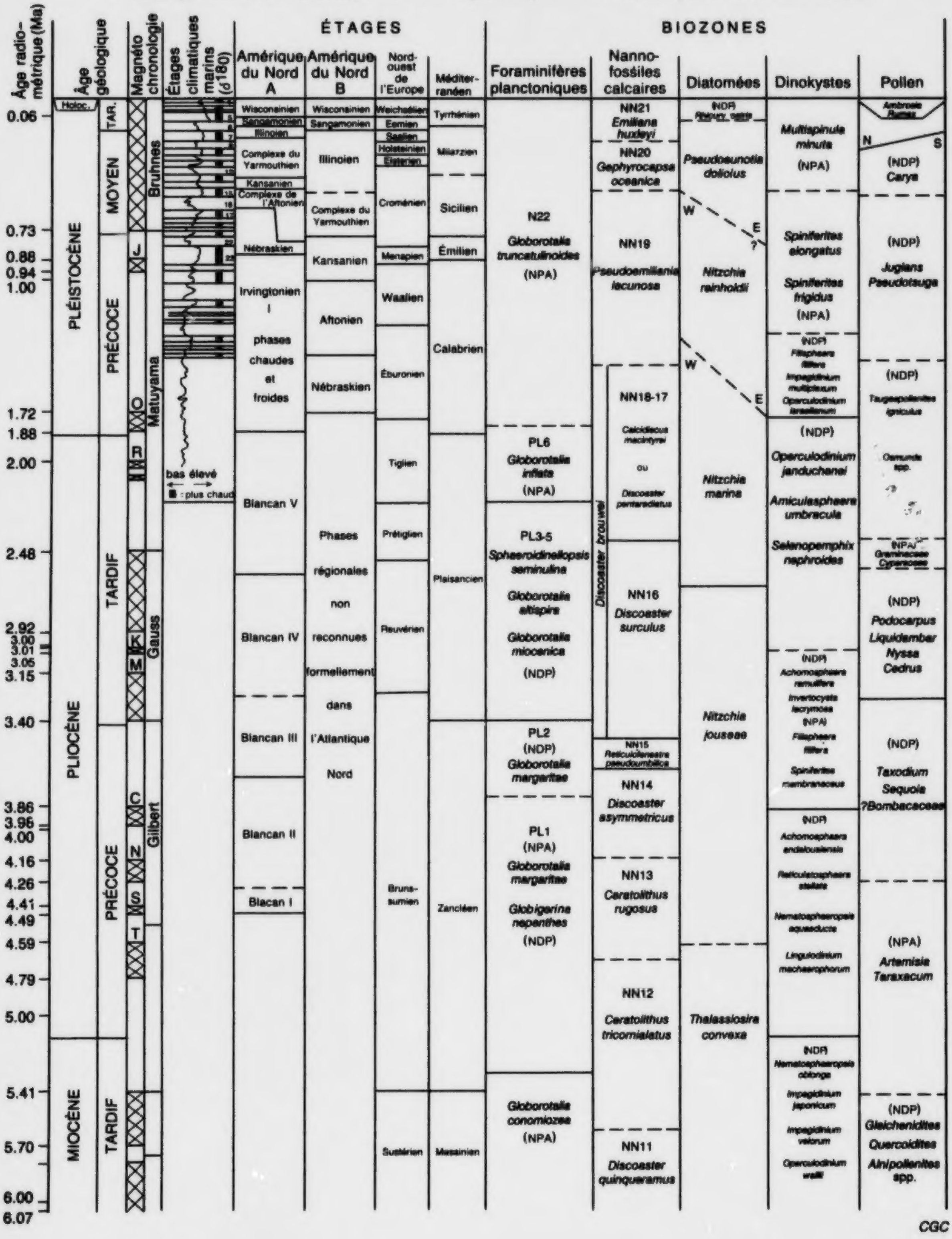
Stratigraphie isotopique de l'oxygène

A.E. Aksu et D.J.W. Piper

Les rapports isotopiques de l'oxygène qui sont conservés dans le carbonate des microfossiles marins témoignent de fluctuations antérieures de la température et de la composition isotopique de l'eau de mer (qui étaient à leur tour fonction de la salinité et du volume planétaire des glaces). En outre, la composition isotopique du carbonate dépend de l'espèce. La plupart des courbes isotopiques mesurées dans les séquences marines sont basées sur des déterminations faites à partir d'une seule espèce, en général de foraminifères (planctoniques ou benthiques), puisque ces organismes sont relativement abondants. Presque tous les spectromètres de masse exigent au moins 30 mg de carbonate ou environ 20 à 50 tests de foraminifères pour les espèces mesurant plus de 150 µm.

Dans les carottes, les changements séquentiels dans les rapports isotopiques de l'oxygène en fonction de la profondeur sous le fond marin (et donc du temps) sont remarquablement similaires dans presque toutes les zones de l'océan planétaire qui sont éloignées des marges glaciaires; cela permet d'établir une courbe standard des isotopes de l'oxygène (Shackleton et Opdyke, 1973, 1976; Shackleton et al., 1982). Cette courbe présente une séquence d'étages successifs enrichis et appauvris en ^{18}O, qui ont duré quelques dizaines de milliers d'années, tout au long du Quaternaire tardif; chaque étage est numéroté, en commençant par 1 pour l'interglaciaire de l'Holocène (fig. 10-2). Avant environ 1 Ma, les fluctuations des rapports isotopiques sont moins importantes. Une chronologie a été établie pour cette courbe standard en utilisant des horizons repères, comme la base du magnétochron de Brunhes, qui ont été datés radiométriquement ou biochronologiquement, et des âges ^{14}C pour les sédiments quaternaires postérieurs à 40 ka. Des âges ont ensuite été interpolés en supposant des taux de sédimentation constants, et affinés par l'analyse spectrale pour la cyclicité de Milankovich (Hays et al., 1976).

Zonation provisoire du Cénozoïque tardif des régions abyssales de l'Atlantique Nord, à haute latitude



CGC

Figure 10-3. Zonation provisoire du Cénozoïque tardif des régions abyssales de l'Atlantique Nord, à haute latitude (compilé par P.J. Mudie). Voir l'addenda.

Les âges radiométriques sont ceux qui sont généralement acceptés pour les intervalles magnétochronostratigraphiques classiques (Harland et al., 1982); les subchrons de polarité sont désignés par des lettres : J = Jaramillo, O = Olduvai, R = Reunion, K = Kaena, M = Mammouth, C = Cochiti, N = Nunivak, S = Sidufjall, T = Thvera.

La stratigraphie isotopique de l'oxygène est tirée de Shackleton et Opdyke (1976), de Harland et al. (1982) et de Shackleton et Hall (1984).

Les étages du Miocène tardif-Holocène montrent deux chronologies largement acceptées pour les étages nord-américains : (A) tirée de Repenning (1984) et (B) tirée de Harland et al. (1982, p.42); les étages des stratotypes du nord-ouest de l'Europe, aux Pays-Bas et en Allemagne, sont tirés de Harland et al. (1982) et de Suc et Zagwijn (1983); les étages dans la Méditerranée occidentale sont tirés de Suc et Zagwijn (1983) et de Berggren (1981a). La subdivision du Pléistocène dans la Méditerranée est encore très controversée; d'autres schémas stratigraphiques sont présentés par Harland et al. (1982, p. 42). Les subdivisions géologiques formelles du Pléistocène suscitent également une vive controverse : par exemple, l'échelle géochronologique proposée dans le cadre de la Décennie de la géologie nord-américaine (1983) met en corrélation l'étage du Calabrien et l'ensemble du Pléistocène. Les trois subdivisions du Pléistocène (précoce, moyen et tardif) sont celles qui sont souvent utilisées dans les études récentes du Deep Sea Drilling Project (DSDP); elles correspondent aux âges limites attribués par Berggren (1981a). Les définitions et les âges des étages méditerranéens et des étages nord-américains pré-illinoiens sont également très controversés, comme le montre clairement Cooke (1973). Certains auteurs (par ex., Repenning (1983)) ont présenté de nouveaux indices tirés de l'Ouest de l'Amérique du Nord qui portent à croire que les tills du Kansanien et du Nébraskien pourraient ne dater que de 0,44 Ma (étage 12 de la stratigraphie isotopique) et de 1,2 à 0,78 Ma (étage 16 de la stratigraphie isotopique), respectivement.

Les biozones à foraminifères planctoniques utilisent les numéros et les noms de zones employés lors du parcours 94 du DSDP, qui sont fondés sur Berggren et van Couvering (1974) et Berggren (1981a). Les noms de zones reflètent le NPA (niveau de première apparition) ou le NDP (niveau de dernière présence) des espèces repères énumérées. Les détails sur la composition des associations aux sites du parcours 12 du DSDP, dans la mer du Labrador, sont donnés avec les descriptions lithostratigraphiques des sites 111, 112 et 113 (Laughton et al., 1972); la corrélation avec les zones tempérées-tropicales classiques de l'Atlantique Nord de Bolli, de Blow, de Jenkins et d'autres chercheurs fait l'objet d'un examen détaillé par Srinivasan et Kennett (1981). Laughton et al. (1972, p.173) ont proposé une subdivision plus détaillée de la zone N22, aux sites 111 et 112 du DSDP, en utilisant la prédominance de *Globorotalia* (= *Neogloboquadrina*) *atlantica*, au Pliocène tardif, et de *G.* (= *N.*) *pachyderma*, au Pléistocène. Récemment, Berggren (1981b, p.152) a proposé une zonation subarctique de l'Atlantique Nord plus complexe, dans laquelle le Pliocène est caractérisé par la zone d'extension de *N. atlantica*, le Pliocène est subdivisé en une zone d'abondance de *N. pachyderma* (d) (d = à enroulement dextre), du Pliocène précoce, et en une zone d'abondance de *N. atlantica* (d), du Pliocène tardif. Berggren (1981b) a également subdivisé le Pléistocène en une zone d'abondance de *N. pachyderma* (d), du Pléistocène précoce, et une zone d'abondance de *N. pachyderma* (s) (à enroulement senestre), du Pléistocène tardif.

Les zonations des nannofossiles calcaires sont essentiellement les mêmes que celles de Bukry (1981, p.338), qui a corrélé ses données avec les zones méditerranéennes classiques de Martini (1971). Les bases et les sommets des zones sont fondés principalement sur les NPA et NDP des fossiles repères énumérés. Dans la mer du Labrador, au site 646 du Programme de sondage des fonds marins (PSFM), l'espèce *Emiliania huxleyi* est fréquente ou abondante dans les sédiments wisconsiniens et holocènes (Mudie, données inédites); le sommet de la zone NN21 est donc prolongé. De nombreux tableaux de corrélation utilisent *Discoaster brouweri* comme espèce repère principale du Pliocène tardif; sa répartition s'étend de la base de NN16 au sommet de NN18.

Les zones à diatomées sont décrites par Baldauf (1984). Toutefois, sur le plateau de Rockall, les âges donnés par Baldauf pour le NPA des espèces repères sont très différents des âges établis pour le site 611 du DSDP, environ 1 000 km plus loin à l'ouest (Mudie, 1987). Dans le tableau de corrélation, ces différences sont indiquées au moyen de lignes interrompues obliques, qui sont marqués d'un W, pour les âges au site 611 du DSDP, ou d'un E, pour le plateau de Rockall.

La zone à *Rhizosolenia curvirostris* (NDP) qui est ajoutée au haut du tableau n'a pas été reconnue au site 611 du DSDP, mais a été observée dans les sédiments du Quaternaire supérieur au site 646 du PSFM; ce fossile repère tropical (Baldauf, 1984) pourrait avoir une répartition plus longue dans la partie est de la mer du Labrador.

Les zones à dinokystes proviennent du tableau des répartitions établi par Mudie (1986) pour le site 611 du DSDP, et d'une étude subséquente plus détaillée des sédiments du Quaternaire moyen et supérieur menée dans le détroit de Davis (Aksu et Mudie, 1985a). De nos jours, très peu des zones d'extension de dinokystes montrées ici coïncident exactement avec celles qu'ont proposées Williams et Bujak (1977a) pour les puits extracôtiers de l'Est du Canada. Cette situation est attribuée en grande partie au petit nombre de palynomorphes provenant des coupes plio-pléistocènes dans les puits, et au grand nombre de palynomorphes remaniés dans les sédiments néogènes, au large de la côte Est du Canada.

Les zones polliniques sont fondées sur les études détaillées des associations polliniques reconnues dans les carottes du Quaternaire moyen et tardif prélevées dans les monts sous-marins Fogo (Mudie, données inédites) et le détroit de Davis (Mudie et Aksu, 1984; Aksu et Mudie, 1985a), la répartition observée des pollens et des spores au site 611 du DSDP (Mudie, 1986), les stratigraphies établies par Williams et Bujak (1977a) pour les puits extracôtiers de l'Est du Canada, et les répartitions observées aux sites du parcours 38 du DSDP, dans la mer de Norvège (Koreneva et al., 1976). À remarquer que (1) la zone d'extension la plus récente se rapporte à la zone de végétation herbacée européenne de l'Holocène tardif, qui est marquée, dans l'Est du Canada, par le NPA d'*Ambrosia psilostachya* et de *Rumex acetosella*, deux végétaux qui ont été introduits dans les Provinces maritimes et à Terre-Neuve entre le milieu du XVII^e et le début du XIX^e siècle (Schafer et Mudie, 1980). (2) Le NDP de *Carya* est fortement diachrone : dans le détroit de Davis (Mudie et Aksu, 1984), il disparaît près du sommet de l'étage 7 de

Figure 10-3 (suite)

la stratigraphie isotopique tandis qu'en Nouvelle-Écosse (de Vernal et al., 1983) et sur les monts sous-marins Fogo (Mudie, données inédites), il apparaît en grand nombre pour la dernière fois durant l'étage 5e, bien qu'il en existe de rares occurrences (probablement attribuées à une dispersion à longue distance) dans l'Holocène moyen, en Nouvelle-Écosse. (3) Le NPA de *Gramineae* et de *Cyperaceae* désigne la première occurrence abondante de ces taxons qui, par la suite, se retrouvent à des intervalles fréquents associés aux étages glaciaires du Pliocène tardif-Pléistocène, et réapparaissent dans la zone de végétation herbacée européenne qui est associée au défrichement des terres au cours de l'Holocène tardif. Toutefois, le NPA évolutif de *Gramineae* est beaucoup plus ancien (remontant au moins au Paléocène).

La mise en application de la stratigraphie isotopique de l'oxygène dépend de la corrélation d'une courbe isotopique locale avec la courbe standard de Shackleton et Opdyke (1976). Plusieurs facteurs limitent la résolution de ce genre de corrélation. En effet, les changements dans les rapports isotopiques de l'oxygène ne sont synchrones que dans un océan ayant subi un mélange instantané; en pratique, l'évaporation de l'eau de mer et les apports d'eau douce d'origine continentale sont concentrés dans certaines régions. Une grande masse d'eau de fonte d'origine continentale prendrait environ un millénaire pour se mélanger à l'océan planétaire; en revanche, les mers marginales mal mélangées peuvent avoir conservé une composition isotopique anormale.

Les données isotopiques provenant de foraminifères benthiques d'eau profonde varient moins en fonction des fluctuations de la température océanique, car la température des eaux profondes n'a probablement pas beaucoup changé au cours du Quaternaire. Par contre, les données conservées dans les foraminifères planctoniques sont beaucoup plus influencées par les variations de la température (jusqu'à 10°C) qui ne sont pas toujours synchrones avec les changements dans le volume des glaces (Ruddiman et McIntyre, 1984). La courbe standard des isotopes de l'oxygène du Quaternaire est considérée comme traduisant principalement les changements survenus dans les volumes planétaires de glace (Berger, 1981).

Outre la température, plusieurs autres facteurs limitent la précision avec laquelle les données isotopiques mesurées représentent les changements dans la composition isotopique de l'océan. La bioturbation mène à l'aplanissement des données isotopiques, et les amplitudes maximales sont donc fonction du taux de sédimentation, de la profondeur de mélange et de l'intensité de la bioturbation. La dissolution de tests carbonatés de foraminifères agit plutôt sur des organismes particuliers et des espèces ayant vécu en eau peu profonde, où il y a carence de ^{18}O. En conséquence, la dissolution donne lieu à une signature isotopique anormalement lourde. Puisque la détermination des isotopes de l'oxygène exige plusieurs dizaines de tests de foraminifères, les analyses en vrac sont influencées par la présence d'échantillons allochtones ou remaniés. Les analyses de microfossiles resédimentés ne peuvent donc être utilisées qu'exceptionnellement (Vilks et al., 1985).

Il est souvent difficile de mettre en corrélation la courbe isotopique standard et les données isotopiques provenant de carottes de sédiments océaniques prélevées au large de la côte Est du Canada (Fillon et Duplessy, 1980; Aksu, 1983a; Alam et al., 1983; Scott et al., 1984a; Schafer et Scott, 1985). La répartition des espèces disponibles est limitée, et la dissolution ainsi que la resédimentation sont étendues. De nombreux endroits, notamment l'océan Arctique et la baie de Baffin, ne sont pas bien mélangés avec l'océan planétaire et sont donc fortement influencés par les eaux de fonte. En conséquence, il faut généralement utiliser des méthodes de datation indépendantes pour confirmer les corrélations isotopiques.

Bien qu'en général, la stratigraphie isotopique s'applique uniquement à des sédiments d'eau profonde, elle a récemment été utilisée sur la plate-forme continentale de l'Est du Canada (Corliss et al., 1982; Scott et al., 1984a). Les contraintes attribuées au remaniement et au mauvais mélange avec les eaux de l'océan planétaire y sont plus rigides. Toutefois, des stratigraphies isotopiques régionales fondées sur les variations locales de la composition isotopique de l'eau de mer pourraient s'avérer très utiles pour la corrélation dans les milieux proglaciaires, pour lesquels il n'existe aucune autre méthode de corrélation.

Figure 10-4. Résumé des zones à microfossiles du Wisconsinien tardif et de l'Holocène, sur les plates-formes continentales de l'Est du Canada (les zones marquées d'une lettre sont identifiées aux tableaux 10-1 à 10-5). L'échelle chronologique de ce tableau est fondée sur les âges ^{14}C des limites des zones polliniques terrestres; ces âges ont été établis par Livingstone et Livingstone (1958), Livingstone (1968), Railton (1973, 1975) et Green (1976), pour la région de la Nouvelle-Écosse; par Macpherson (1982), pour la région de Terre-Neuve; par Jordan (1975) et Short et Nichols (1977), pour la région du Labrador; et par Mudie et Short (1985, et les références qui y sont données), pour l'île de Baffin. Dans la mesure du possible, des âges indépendants ont également été obtenus pour les coupes de référence marines, afin de confirmer la validité des corrélations des zones polliniques. Ces âges sont rapportés dans des publications qui décrivent en détail les zones marines à pollens, à dinoflagellés et à foraminifères, notamment Scott et al. (1984b), pour la plate-forme Néo-Écossaise et la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, Vilks et Mudie (1978, 1983), pour la plate-forme du Labrador, Mudie et Short (1985) et Praeg et al. (1986), pour la plate-forme sud-est de Baffin. Ces publications fournissent aussi des détails sur la composition des biozones, dont les caractéristiques pertinentes sont données dans les sections du présent chapitre qui décrivent les stratigraphies régionales. Pour le lac Melville, les zones polliniques 1 à 4 correspondent aux zones données à la figure 10-5 pour le sud-est du Labrador : 1 = *Picea*; 2 = *Picea*, *Abies*; 3 = *Picea*, *Alnus*; 4 = toundra arbustive. Dans le cas du lac Melville, les zones à dinokystes CN et CL sont les mêmes que pour le col de Cartwright; dans le bassin de Bedford, la zone CZ contient un mélange d'espèces caractéristiques de CL (col de Cartwright) et de la Zone Z (indicateurs dulçaquicoles).

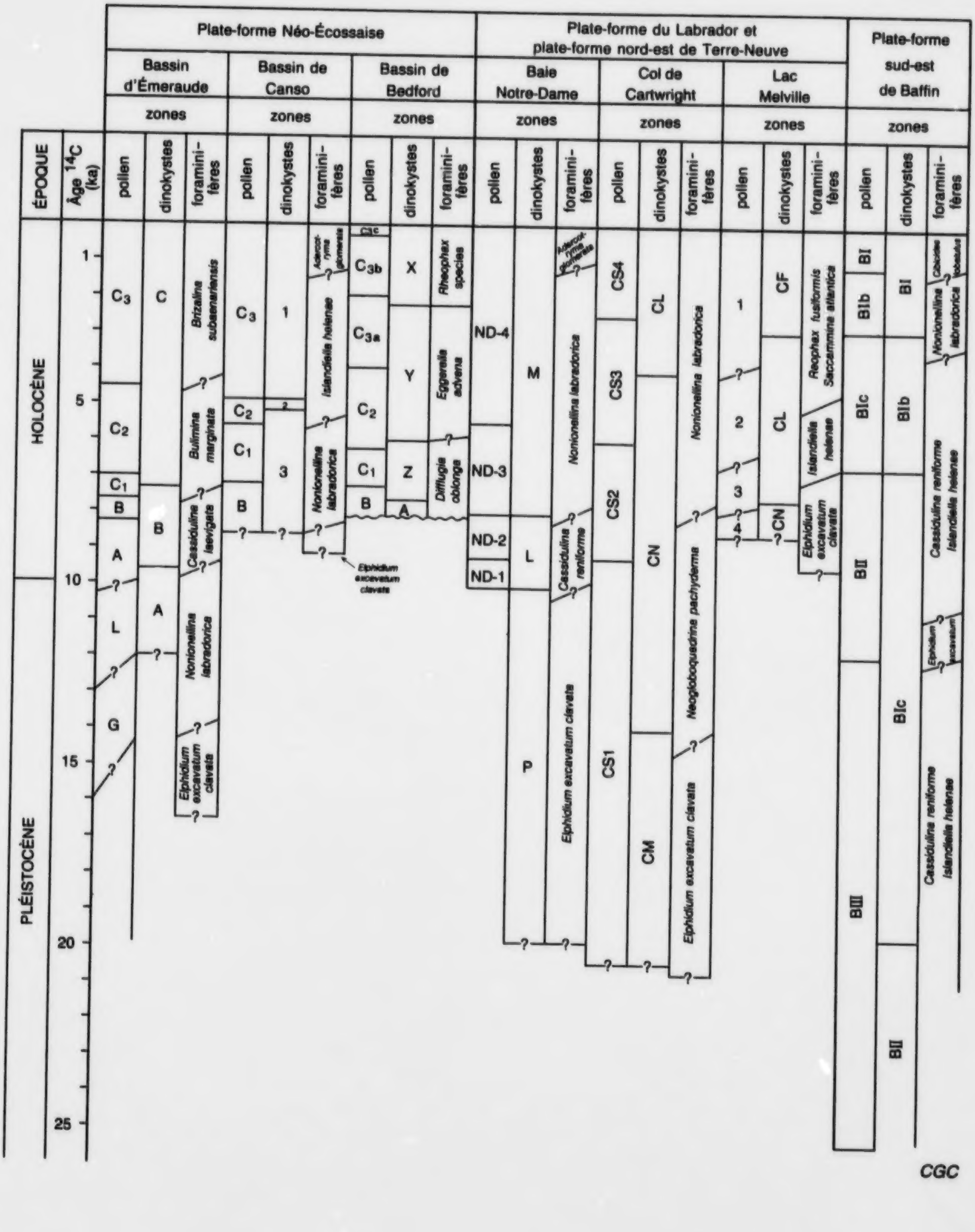


Plate-forme Néo-Écossaise
Plate-forme du Labrador et plate-forme nord-est de Terre-Neuve
Plate-forme sud-est de Baffin
Bassin d'Émeraude
Bassin de Canso
Bassin de Bedford
Baie Notre-Dame
Col de Cartwright
Lac Melville
zones
pollen
dinokystes
foramini-fères
ÉPOQUE
Âge 14C (ka)
HOLOCÈNE
PLÉISTOCÈNE
Brizalina subaenariensis
Bulimina marginata
Cassidulina laevigata
Nonionellina labradorica
Elphidium excavatum clavata
Islandiella helenae
Rheophax species
Eggerella advena
Difflugia oblonga
Nonionellina labradorica
Cassidulina reniforme
Elphidium excavatum clavata
Neogloboquadrina pachyderma
Reophax fusiformis
Saccammina atlantica
Islandiella helenae
Cassidulina reniforme
Islandiella helenae
ND-4
ND-3
ND-2
ND-1
CS4
CS3
CS2
CS1
CL
CN
CM
CF
BI
BIb
BIc
BII
BIII
CGC

Autres méthodes de datation et de corrélation

D.J.W. Piper, P.J. Mudie et A.E. Aksu

La stratigraphie paléomagnétique est souvent utilisée dans l'étude des carottes de sédiments de haute mer qui contiennent des séquences sédimentaires continues, antérieures à 0,7 Ma, afin d'établir des corrélations avec la magnétostratigraphie classique de Harland et al. (1982) (fig. 10-3). Malheureusement, au large de la côte Est du Canada, les taux de sédimentation sont tellement élevés que les carottages à piston ne pénètrent que rarement l'ensemble du magnétochron de Brunhes (Aksu, 1985a).

En conséquence, la plupart des travaux menés au large de la côte Est du Canada sont axés sur l'identification, dans la partie supérieure de l'intervalle de polarité de Brunhes, d'excursions corrélables. Aksu (1983b) a reconnu une excursion étendue dans la baie de Baffin qu'il rapporte à l'étage 5 ou 6 de la stratigraphie isotopique de l'oxygène et met en corrélation provisoirement avec l'événement de Blake. Stow (1977) et Alam et al. (1983) ont reconnu un événement à faible inclinaison dans des carottes provenant des marges des Grands Bancs et de la plate-forme Néo-Écossaise; cet événement semble être contemporain de l'événement de Mungo Lake, qui date d'environ 25 ka. Sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, une excursion à faible inclinaison, qui date de l'Holocène précoce, est reconnue dans plusieurs carottes (Piper et al., 1978; Mudie et Guilbault, 1982). Dans tous ces exemples, les mesures magnétiques ont aidé à confirmer la corrélation et la chronologie établies par d'autres méthodes. De plus, il n'est pas toujours possible de déceler tous les événements dans toutes les carottes provenant d'une même région.

À de hautes latitudes en particulier, l'analyse paléomagnétique détaillée de sédiments déposés rapidement permet de reconnaître des variations séculaires à l'échelle de quelques centaines d'années. Cette méthode a été largement utilisée pour la corrélation de sédiments lacustres et s'applique également à des milieux marins, au moins au cours des dix derniers millénaires. Les mesures de l'intensité paléomagnétique ont fourni des preuves à l'appui de la chronologie ^{14}C établie dans la baie Frobisher (Osterman et Andrews, 1983); elles ont également servi pour la corrélation de carottes provenant de la plate-forme continentale et des fjords (Jennings, 1985; Andrews et al., 1986).

Dans la mer du Labrador (Chough, 1978; Fillon et Duplessy, 1980; Schafer et al., 1985) et la baie de Baffin (Aksu, 1983a), des horizons de cendres volcaniques se sont révélés être des marqueurs fort utiles pour la corrélation stratigraphique de carottes recueillies en eau profonde. Ruddiman et Glover (1972, 1975) ont reconnu trois horizons de cendres distincts dans les sédiments pélagiques nord-atlantiques, qui datent respectivement d'environ 9,8 ka, 57,5 ka et 340 ka (Ruddiman et McIntyre, 1984). La répartition étendue de tessons grossiers et leur association avec des débris glaciels portent à croire que les cendres ont été transportées sous la forme de débris dans les icebergs et la glace de mer. Binns (1972) a proposé que leur source se trouve en Islande ou à Jan Mayen. Aksu (1981) a montré que les deux horizons inférieurs se composent presque exclusivement de rhyolite, et que l'horizon datant de 9,3 ka contient également de la dacite et du basalte. Des cendres brunes datant d'environ 5 ka (Blake, 1970) ont été observées sur des plages soulevées dans l'île d'Ellesmere; elles ont une composition distincte et n'ont pas été reconnues dans les sédiments marins.

La géochronologie fondée sur la racémisation des acides aminés et sur l'épimérisation (Rutter et al., 1979; Blackwell, 1983) est basée sur des changements chimiques thermodépendants qui ont lieu dans les acides aminés après la mort d'un organisme. Les acides aminés retrouvés dans le matériau squelettique calcaire (par exemple, des mollusques et des foraminifères) semblent être fermés à l'environnement, et il est donc possible d'analyser les premiè-

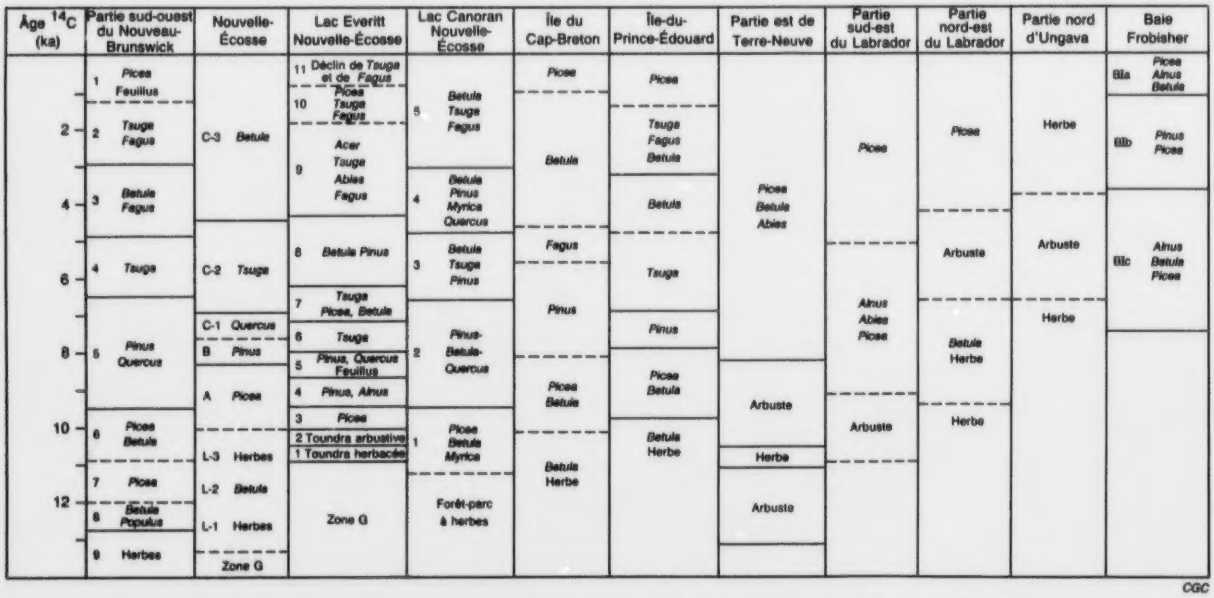


Figure 10-5. Synthèse de la zonation pollinique dans l'Est du Canada, fondée sur des données résumées par Mudie (1980), Anderson (1985) et Mudie et Short (1985).

res phases de la racémisation grâce à des réactions cinétiques de premier ordre. Malgré la disponibilité de plusieurs acides aminés, la réaction isoleucine/alloisoleucine est celle qui est employée le plus souvent. L'utilité de cette méthode en tant qu'outil chronostratigraphique dépend de l'estimation précise de l'histoire thermique des fossiles (en particulier les températures chaudes), de la détermination du facteur de fréquence d'Arrhenius (qui est fonction de l'espèce) et du calcul de l'énergie d'activation (qui dépend du genre). Il est également nécessaire de préciser le lien qui existe entre la température et la constante du taux d'épimérisation positive d'une espèce donnée.

À de hautes latitudes, où les glaces ont limité les variations de température post-sédimentaire, des mollusques ayant des rapports d'acides aminés similaires servent à définir des « aminozones » qui sont vraisemblablement du même âge. Dans l'île de Baffin et les basses terres de la baie d'Hudson, des coquilles de mollusques récupérées dans des dépôts marins soulevés (Andrews et al., 1983; Brigham, 1983; Andrews et Miller, 1984; Miller, 1985) ont permis d'établir une corrélation provisoire jusqu'au Pliocène. La méthode peut aussi s'appliquer à des zones d'eau profonde sous la thermocline, où les déterminations sont effectuées à partir d'échantillons monospécifiques de foraminifères planctoniques et benthiques et de fragments coquilliers provenant de sédiments d'eau profonde (Bada et Schroeder, 1975; Miller et al., 1983; Sejrup et al., 1984; Macko et Aksu, 1986).

La datation par thermoluminescence mesure la thermoluminescence du quartz ou d'autres minéraux qui ont été irradiés, du fait de la présence d'uranium et de potassium dans des minéraux contenus dans les sédiments, depuis le moment où le sédiment a été exposé pour la dernière fois à la lumière du soleil. Cette méthode pourrait éventuellement être employée pour les dépôts dont l'intervalle d'âges se situe entre 1 ka et 1 ou 2 Ma (Dreimanis et al., 1978; Huntley et al., 1985). Elle semble être la méthode la plus prometteuse pour la datation de sédiments quaternaires dépourvus de matière organique; c'est aussi une des rares méthodes qui permet la datation absolue d'échantillons dont l'âge varie de 50 ka à 1 Ma (Wintle et Huntley, 1980). La thermoluminescence peut également servir à dater les sédiments marins fossilifères calcaires et siliceux, dans la mesure où des techniques spéciales sont utilisées (Berger et al., 1984). Or, à l'heure actuelle, bien que les séries d'âges établis par thermoluminescence soient normalement présentées en ordre chronologique, l'âge absolu n'est pas forcément l'âge exact. En effet, la réponse de divers minéraux, comme le quartz, le feldspath et la calcite, varie en fonction de l'âge, de la mise au jour et de l'enfouissement; il faudra donc mener d'autres travaux théoriques avant de pouvoir déterminer la meilleure méthode de laboratoire à utiliser pour préparer divers échantillons et mesurer leurs propriétés thermoluminescentes.

MÉTHODES UTILISÉES EN GÉOLOGIE MARINE DU QUATERNAIRE

D.J.W. Piper

La présente section décrit brièvement certaines méthodes qui sont utilisées pour l'étude des sédiments quaternaires marins; une description plus détaillée est donnée dans de nombreux manuels.

Jusqu'à tout récemment, un des problèmes majeurs de la géologie marine a été la localisation précise des données. Même s'il n'existe malheureusement aucun équivalent en mer de la photographie aérienne sur le continent, les méthodes de navigation maritime se sont progressivement améliorées au cours des 30 dernières années. Depuis une dizaine d'années, dans la plupart des régions au large de la côte Est du Canada et au sud du cercle polaire arctique, il a été possible de positionner un navire à quelques centaines de mètres près.

Toutefois, le positionnement d'un navire ne permet pas nécessairement de déterminer les coordonnées des données. Tout équipement remorqué ou immergé peut dériver considérablement en eau profonde ou aux endroits où les courants sont forts. Souvent, la position des appareils remorqués est connue uniquement à partir de la longueur et de l'orientation du câble. Des systèmes de positionnement qui utilisent des signaux acoustiques de haute fréquence peuvent également être employés pour situer avec précision les appareils remorqués. En eau profonde, les appareils acoustiques comme les échosondeurs ou les systèmes de profilamètres sismiques couvrent une grande étendue du fond marin, ce qui réduit la résolution des informations.

Profilage de sismique-réflexion

Le profilage de sismique-réflexion constitue la méthode la plus importante pour l'étude du Quaternaire en mer; cette méthode n'est pas utilisée dans le domaine continental. L'échosondeur en illustre le principe fondamental. Un signal acoustique est transmis dans l'océan puis réfléchi sur le fond et capté par un hydrophone. Le temps que prend l'onde sismique pour se déplacer jusqu'au fond et revenir à l'hydrophone (temps de propagation aller-retour) est enregistré graphiquement. En utilisant une séquence de signaux sonores émis par un navire en mouvement, il est possible d'obtenir un enregistrement graphique du relief du fond marin; la profondeur du fond marin peut aussi être calculée, car la vitesse du son dans l'eau de mer est connue.

L'échosondeur utilise un signal acoustique à haute fréquence (de 5 à 200 kHz), normalement produit par un transducteur électromagnétique (ou pinger) qui peut également servir d'émetteur-récepteur. Ce signal de haute fréquence fournit une bonne résolution spatiale mais s'atténue rapidement; il traverse facilement l'eau, mais pénètre à peine les sédiments du fond marin. Certains systèmes permettent de différencier les sédiments fins et les sédiments grossiers sur le fond marin. Des émetteurs d'ultrasons, ou « pingers », qui utilisent des basses fréquences de quelques kilohertz (comme le profileur standard de 3,5 kHz), peuvent pénétrer les sédiments boueux de surface jusqu'à une profondeur d'environ 50 m.

Le profilage de sismique-réflexion utilise une source sonore plus puissante, mais à plus faible fréquence, pour capter les signaux provenant de réflecteurs situés sous le fond marin. Les sources suivantes sont utilisées le plus souvent pour l'étude des sédiments quaternaires : le canon à air, qui fonctionne en libérant rapidement une charge d'air sous pression; l'étinceleur, dans lequel une onde sonore est produite par une décharge électrique à haut voltage; et le boomer, dans lequel deux plaques parallèles sont séparées rapidement par un processus électromécanique. Ces

dispositifs produisent une gamme de fréquences allant de quelques centaines à quelques milliers de hertz. Le canon à air et l'étinceleur sont plus puissants que le boomer, mais ils produisent des bulles qui oscillent avant d'éclater ou de se dégonfler, créant ainsi un effet-bulle. Ces signaux complexes produisent des réflexions tout aussi complexes qui, souvent, ne permettent pas la résolution des structures fines dans les sédiments. Les réflexions sont normalement captées au moyen d'une chaîne d'hydrophones remorqués dans une « anguille » (ou flûte) derrière le navire. Le rapport signal/bruit est amélioré en additionnant les signaux captés par un certain nombre d'hydrophones, en filtrant le bruit superflu et en remorquant lentement l'appareil. Le profilage de sismique-réflexion produit des événements sismiques de diverses formes (fig. 10-6), y compris les réflexions multiples parallèles attribuées à l'effet-bulle et à la réverbération, les hyperboles de diffraction provenant de sources ponctuelles et les réflexions multiples du fond marin. La pénétration et la résolution peuvent être améliorées en utilisant un système d'enregistrement multicanal, dans lequel les réflexions sont enregistrées séparément sur un certain nombre de chaînes d'hydrophones; cela permet de comparer les réflexions produites à la même profondeur dans les sédiments (point-miroir) par un grand nombre de tirs différents et captées par différents hydrophones. Ces données sont numérisées, ce qui permet leur traitement par ordinateur en vue de déterminer la vitesse acoustique des couches diverses, de grouper les réflexions qui proviennent d'un même point-miroir et d'éliminer les événements parasites dûs à la complexité du signal sonore et aux multiples.

Sur les plates-formes continentales de la côte Est, l'appareil qui est utilisé le plus souvent pour le profilage de sismique-réflexion à haute résolution est un dispositif Huntec remorqué en profondeur (Huntec Deep Towed Seismic (DTS)) (Hutchins et al., 1976; King et Fader, 1976). Ce dispositif utilise comme source sonore un « boomer » qui est remorqué à plusieurs dizaines de mètres sous la surface de la mer afin de réduire le bruit du navire et des vagues et l'atténuation par la tranche d'eau et d'améliorer la géométrie spatiale des réflexions. La compensation de soulèvement permet d'éliminer de l'enregistrement graphique les effets dûs au mouvement du « poisson » remorqué. La signature sismique du boomer est très nette (0,2 ms) et reproductible. Le dispositif permet la résolution de réflexions espacées de moins de 25 cm, jusqu'à des dizaines de mètres sous le fond marin. En combinant les données obtenues au moyen de canons à air et d'échosondeurs et en utilisant les profils à haute résolution produits par les boomers, il est possible d'interpréter la géomorphologie de surface, la nature des sédiments et la profondeur de la couverture sédimentaire meuble. Un dispositif à boomer semblable (SeaMor), qui est utilisé en eau profonde mais dont la résolution est légèrement inférieure, a été mis au point récemment (Hutchins et al., 1985).

L'utilisation d'un sonar à balayage latéral permet d'obtenir des images d'accidents quaternaires qui ont une expression géomorphologique ou texturale distincte sur le fond marin. Cet appareillage fonctionne essentiellement comme un échosondeur à balayage latéral et donne une image analogue à une photographie aérienne oblique à angle faible. L'image peut être redressée afin de ressembler davantage à une photographie aérienne verticale. La portée et la résolution des sonogrammes est fonction de la hauteur de l'échosondeur à balayage latéral, de la fréquence du signal (qui varie de 12 à 500 kHz - fig. 10-7) et de l'uniformité de la tranche d'eau.

Carottage et autres méthodes d'échantillonnage

Au large de la côte Est du Canada, de nombreux échantillons de la surface du fond marin, recueillis à l'aide de bennes simples (van Veen et Shipek), servent aux études texturales et pétrologiques. Toutefois, la plupart des échantillons utilisés pour l'étude de la stratigraphie quaternaire des sédiments marins sont prélevés à l'aide de carottiers, descendus à partir d'un navire au bout d'un câble, qui s'enfoncent dans les sédiments du fond marin sous l'effet de leur poids (Bouma, 1969). Le carottier le plus simple fonctionne par gravité; il comporte un tube muni d'une garniture en plastique, d'un poids à son sommet, d'une soupape visant à minimiser la perte de sédiments une fois la carotte prélevée, et d'un extracteur à son pied qui empêche les sédiments de tomber. Ce carottier utilise des poids allant jusqu'à 100 kg et peut pénétrer un ou deux mètres de boue molle et quelques centimètres de sable compact. Le carottier à boîte fonctionne suivant le même principe, mais comprend une boîte plutôt qu'un cylindre et utilise un extracteur plus complexe; il peut prélever un échantillon plus grand qu'un carottier à gravité, mais s'enfonce moins profondément dans les sédiments.

Le carottier à piston est similaire au carottier à gravité, mais est muni d'un poids plus lourd (jusqu'à 1 500 kg) et d'un dispositif à piston à l'intérieur du baril qui réduit la résistance à la pénétration. Le piston est déclenché à l'aide d'un petit carottier à gravité (carottier à poids) qui est attaché au carottier à piston. Si le piston ne commence pas à se déplacer avant que le carottier n'ait commencé à traverser le sédiment, la couronne d'attaque n'échantillonnera pas la partie supérieure du sédiment. Toutefois, le carottier à gravité qui est utilisé comme déclencheur prélève des échantillons de sédiments en surface. Les carottiers à piston standard peuvent pénétrer jusqu'à 12 m de boue, et de 2 à 8 m de couches stratifiées de sable et de boue. Ils compactent très peu les sédiments, contrairement aux carottiers à gravité qui raccourcissent considérablement l'échantillon. D'autres carottiers en voie de mise au point pourront pénétrer jusqu'à 50 m de sédiments. Les carottiers à piston ne s'enfoncent pas suffisamment dans le sable compact ou le till.

Un vibrocarottier est utilisé pour pénétrer le sable. Il s'agit d'un carottier à poids dans lequel on fait vibrer la couronne afin de faciliter la pénétration dans les sédiments; malheureusement, cette vibration peut perturber les sédiments. Une petite tarière ou perceuse est normalement utilisée pour échantillonner le till, et une grande benne preneuse est employée là où le till affleure sur le fond marin.

Les dispositifs utilisés sur les navires classiques permettent d'échantillonner les 12 m supérieurs de la coupe quaternaire là où le fond marin est boueux; la pénétration est moins profonde lorsque les sédiments sont plus grossiers. Dans la plupart des régions extracôtières, seules sont échantillonnées les coupes de l'Holocène et du Wisconsinien tardif, bien que le profilage de sismique-réflexion permette de reconnaître les zones où des sédiments plus anciens affleurent sur le fond marin et peuvent être échantillonnés. Bon nombre des échantillons recueillis sont perturbés en raison de la méthode de prélèvement (Stow et Aksu, 1978).

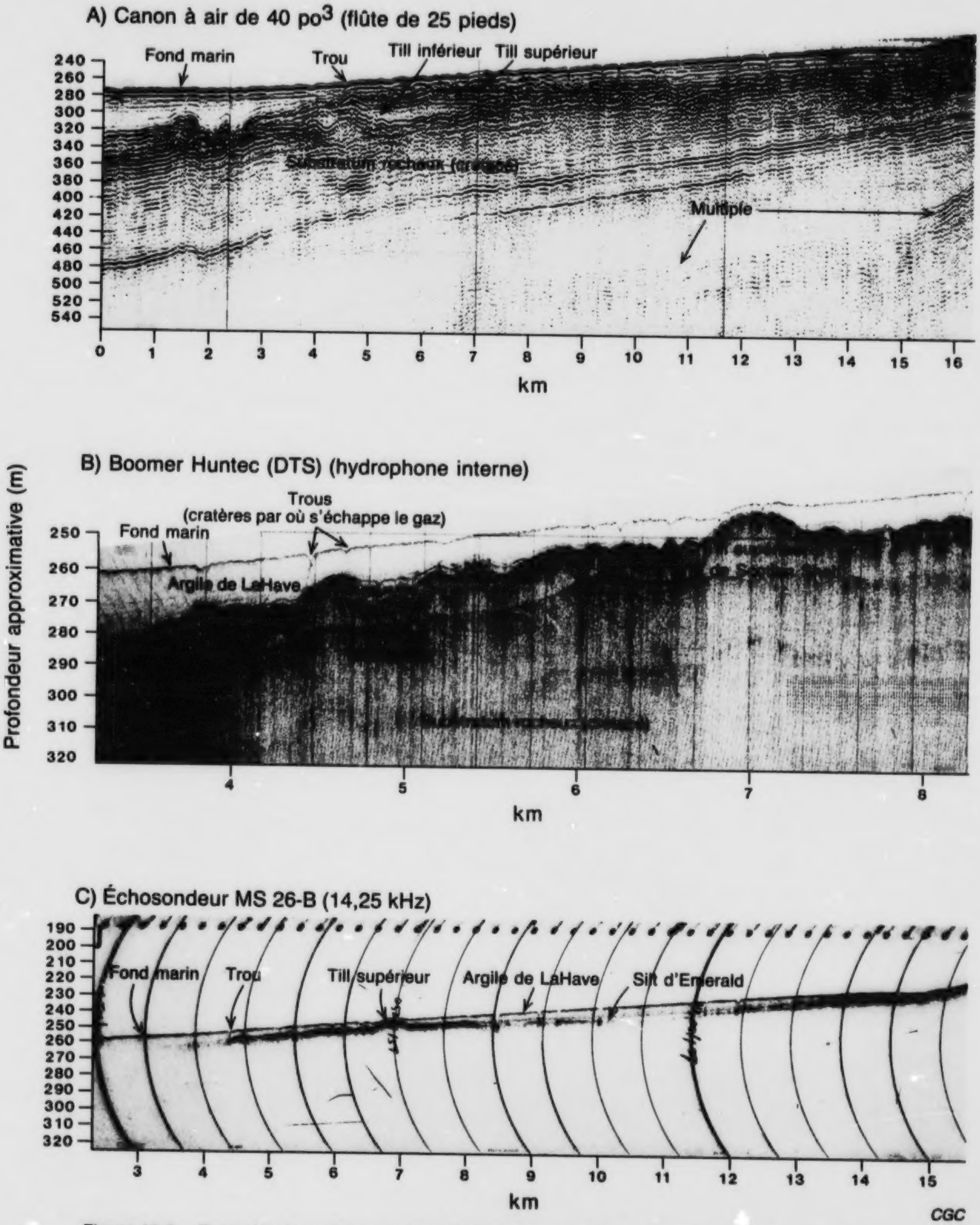
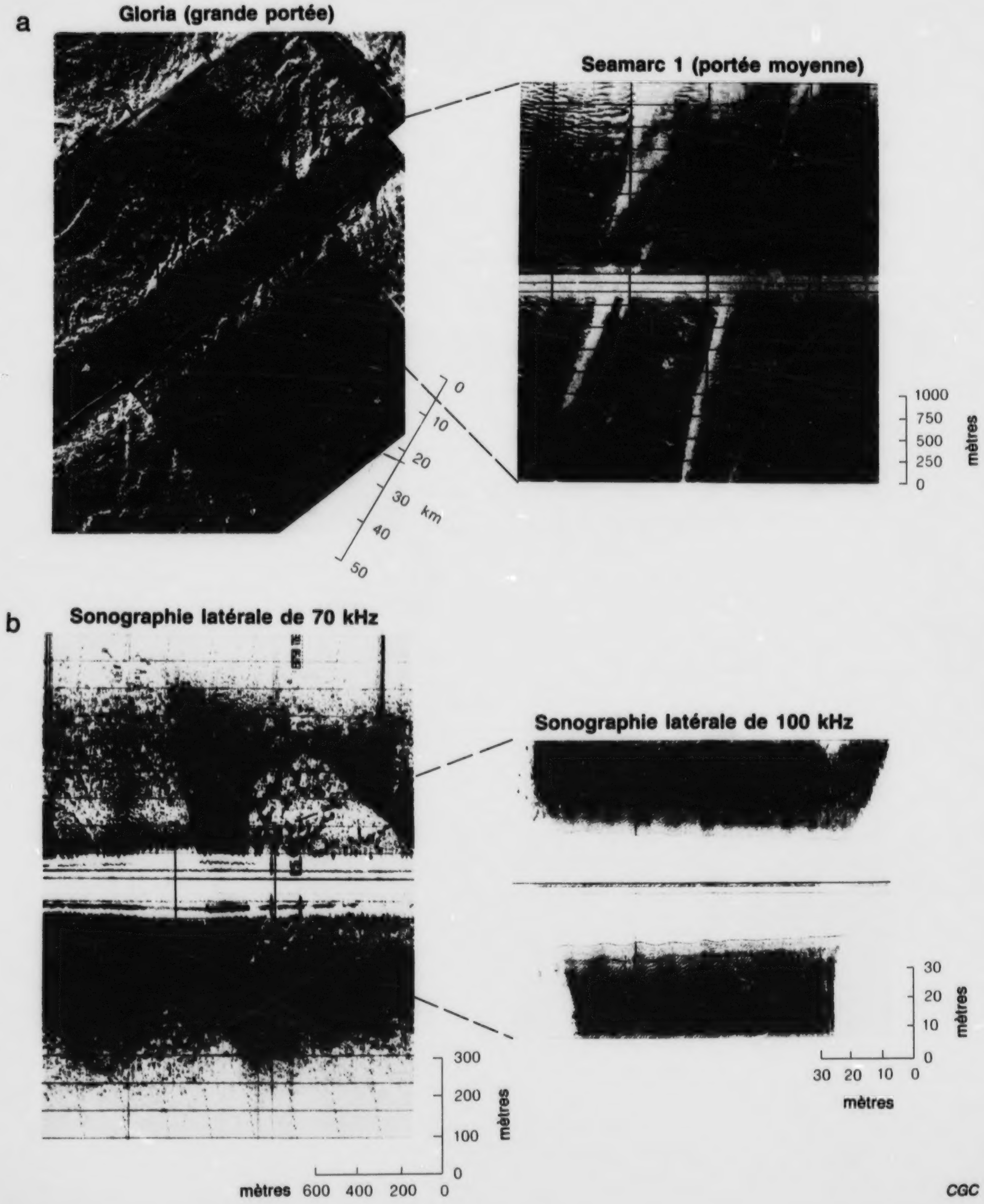


Figure 10-6. Exemples de profils monocanal obtenus au moyen d'un canon à air, d'un dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur et d'un échosondeur MS26-B de 14 kHz, et montrant le caractère acoustique de chaque type de système de profilage de sismique-réflexion.


a
Gloria (grande portée)
Seamarc 1 (portée moyenne)
0
10
20
30 km
40
50
1000
750
500
250
0
mètres
b
Sonographie latérale de 70 kHz
Sonographie latérale de 100 kHz
300
200
100
0
mètres
mètres 600 400 200 0
30
20
10
0
mètres
30 20 10 0
mètres
CGC

Afin d'obtenir des échantillons de la partie plus profonde de la subsurface, il faut normalement utiliser un navire foreur ou une plate-forme de forage. Certains sondages peu profonds (100 m) ont été menés à des fins géotechniques associées à la mise en valeur d'hydrocarbures. Les déblais de forage ne sont pas prélevés et aucune diagraphie n'est menée dans les quelques premières centaines de mètres des puits d'exploration; toutefois, quelques échantillons du Pléistocène inférieur ont été récupérés dans les zones où la section quaternaire est épaisse. Les horizons stratigraphiques plus profonds qui sont reconnus sur les profils de sismique-réflexion peuvent également être retracés latéralement et échantillonnés aux endroits où ils affleurent sur le fond marin ou s'y rapprochent. De longues coupes composites ont été construites de cette façon à l'aide de carottages au piston. Le carottier à piston hydraulique et le tube carottier allongé qui ont été mis au point dans le cadre du Deep Sea Drilling Project, permettent de recueillir des carottes longues et relativement intactes à partir d'un navire de forage; ces dispositifs sont utilisés pour les travaux du Programme de sondage des fonds marins.

CADRE OCÉANOGRAPHIQUE ET CLIMATIQUE DE LA GLACIATION QUATERNAIRE SUR LA MARGE CONTINENTALE DE L'EST DU CANADA

P.J. Mudie

Circulation des eaux de surface

Au large de la côte Est du Canada, les courants superficiels (fig. 10-8) proviennent actuellement de deux sources principales : les eaux polaires de l'océan Arctique occidental et les eaux tempérées de la dérive nord-atlantique (Hachey, 1961; Lazier, 1982). La dérive nord-atlantique est un prolongement septentrional chaud (de 16 à 18°C) et salin (35 ou 36 ‰) du Gulf Stream tropical qui occupe la plus grande partie du sud et de l'est de l'Atlantique Nord. Au large de la plate-forme Néo-Écossaise, des boucles d'eau chaude en provenance de la dérive nord-atlantique se déplacent périodiquement sur la plate-forme externe (Houghton et al., 1978) et s'ajoutent à l'Eau chaude du talus sur la marge Néo-Écossaise. Entre 45° et 60° de latitude N, les eaux de bras de la dérive nord-atlantique circulent vers le nord, autour du bonnet Flamand; au sud du Groenland et de l'Islande, ces bras et d'autres convergent pour former le courant Irminger, un courant complexe qui se compose d'eau tempérée (de 6 à 10°C). Les eaux du courant Irminger se mélangent aux eaux polaires du courant du Groenland oriental pour former le courant du Groenland occidental, dont les eaux subarctiques coulent vers le nord jusque dans la partie est de la baie de Baffin et dont la température varie de 4 à 6°C et la salinité, de 34 à 35 ‰. Dans la mer de Norvège, la dérive nord-atlantique poursuit son chemin vers le nord le long de la marge de l'Europe occidentale et forme une masse d'eau relativement chaude (3°C, 35 ‰) aussi loin au nord que la plate-forme de Barents, dans l'est de l'océan Arctique. À cet endroit, par suite du refroidissement et de la formation de glace en hiver, la dérive nord-atlantique descend vers le fond du bassin de l'océan Arctique, où elle forme l'Eau atlantique arctique, 150 m sous l'Eau de surface arctique.

Au large de la côte nord-est du Canada, la plus grande partie des eaux de surface provient du débordement de l'Eau de surface arctique dans les détroits de Nares et de Lancaster. Cette eau polaire froide (de 0 à −2°C), à faible salinité (de 28 à 32,5 ‰), s'écoule vers le sud le long de la marge est de l'île de Baffin, où elle forme le courant de Baffin. À proximité du détroit peu profond de Davis, ces eaux polaires se mélangent aux eaux tempérées de l'Atlantique Nord et forment le courant du Labrador, qui coule vers le sud le long de la marge continentale de l'Est du Canada. Au large du Labrador et de Terre-Neuve, les eaux de surface du courant du Labrador présentent un fort gradient vers l'est entre les eaux polaires de la plate-forme du Labrador (de −0,5 à 2,5°C, de 32 à 34 ‰) et l'eau relativement chaude et saline (de 0 à 5°C, de 34,5 à 34,8 ‰) du courant externe du Labrador qui remplit la plus grande partie de la mer du Labrador à des profondeurs supérieures à 800 m (Lazier, 1982).

Sur les plates-formes continentales de l'Est du Canada, la topographie variée, le ruissellement saisonnier, le flux des eaux de fonte et les incursions périodiques d'eau superficielle ou profonde extracôtière, plus saline et plus chaude, compliquent la circulation des eaux de surface (Trites, 1982; Lazier, 1985). Une composante importante, à faible salinité, qui provient de la baie d'Hudson influence la plate-forme interne du Labrador, tandis que les caractéristiques arctiques du courant de la plate-forme deviennent beaucoup moins importantes au sud des Grand Bancs. Des eaux de ruissellement en provenance du golfe du Saint-Laurent font également baisser la salinité des eaux de surface sur la plate-forme interne, au large de Terre-Neuve et de la côte est de la Nouvelle-Écosse. Sur la plate-forme Néo-Écossaise, la circulation superficielle est généralement de nature cyclonique, le courant de la Nouvelle-Écosse (de 4 à 8°C, 32 ‰) se déplaçant vers le sud-ouest, le long de la plate-forme interne, et un courant inverse d'eau plus chaude (de 8 à 16°C, de 32 à 34 ‰) étant entraîné le long de la marge continentale par la dérive nord-atlantique (Scott et al., 1984b).

Circulation des eaux profondes

Au large de la côte Est du Canada, les eaux profondes (plus de 800 m) (fig. 10-9) ont également deux sources principales : le débordement de la mer de Norvège et la plongée des eaux de surface de la mer du Labrador. L'Eau de la mer du Labrador est créée au large du détroit d'Hudson lorsque les vents puissants du nord (arctiques) mélangent et refroidissent le courant externe du Labrador. L'eau froide et saline (3,2°C, 34,88 ‰) qui en résulte s'enfonce jusqu'à une profondeur de 1 200 à 1 800 m et s'écoule vers le sud et vers l'est dans l'ensemble des zones subarctiques de l'océan Atlantique Nord.

Les eaux de débordement de la mer de Norvège sont froides et salines (2 ou 3°C, 34,94 ‰) et formées par le refroidissement des eaux de surface dans le nord-est de l'Atlantique. La plus grande partie de ces eaux denses coule au-dessus de la dorsale islando-écossaise et vers l'ouest le

Figure 10-7. Comparaison (a) des sonographies latérales GLORIA (longue portée) et SEAMARC I (portée moyenne), qui montrent des dunes de gravier et des rubans de sable dans la vallée Eastern, dans le cône Laurentien (GLORIA tiré de Masson et al., 1984); (b) des sonographies latérales de 70 kHz (BIO) et de 100 kHz (Klein), qui montrent des figures sédimentaires formées par les vagues sur le fond marin des Grands Bancs.

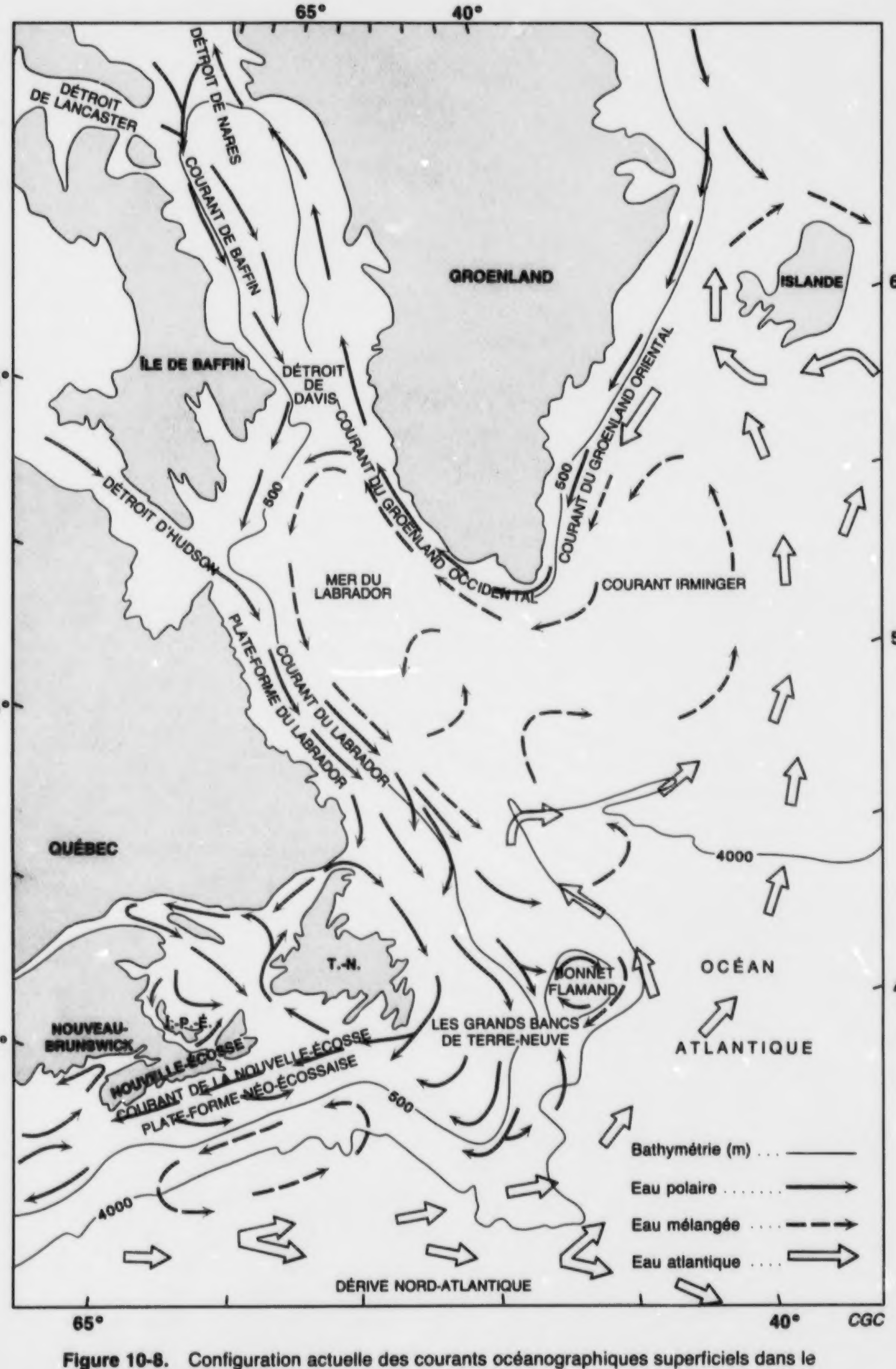


Figure 10-8. Configuration actuelle des courants océanographiques superficiels dans le nord-ouest de l'Atlantique.

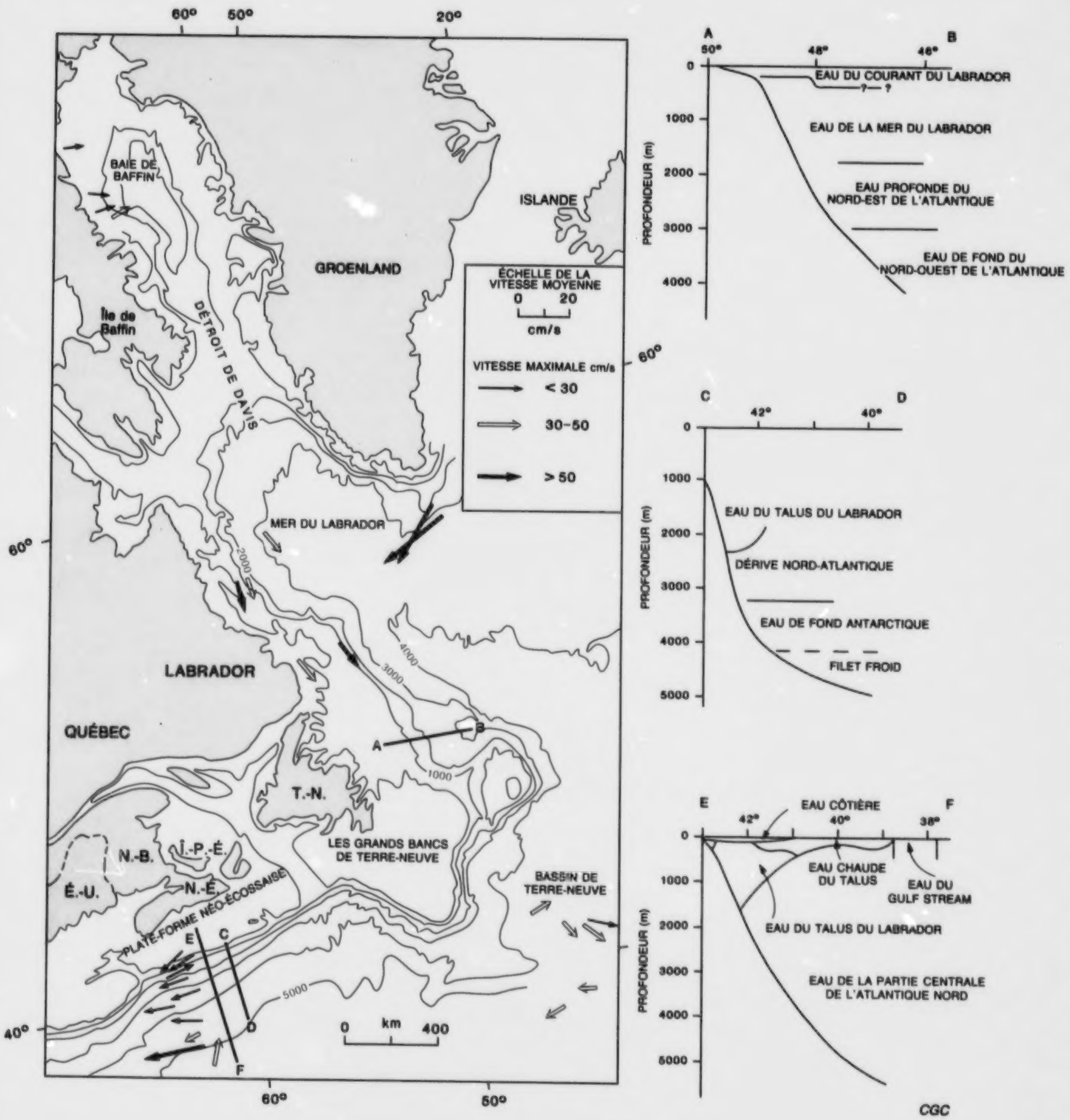


Figure 10-9. Série de coupes océanographiques de la marge continentale de l'Est du Canada montrant la répartition des masses d'eau. Les principales trajectoires d'écoulement des eaux de fond profondes sont représentées; la longueur de la flèche indique la vitesse moyenne et le type de flèche, la vitesse maximale. (D'après Carter et Schafer, 1983; Gatien, 1975; Thomas, 1985.)

long des flancs des dorsales sous-marines situées au sud du Groenland, à une profondeur de 2 000 à 3 000 m. Elles forment l'Eau profonde nord-atlantique à une profondeur allant de 1 800 m à environ 4 000 m, dans la mer du Labrador et l'Atlantique Nord occidental (Worthington, 1976). La couche à circulation rapide qui est située entre 2 000 et 3 000 m, dans la mer du Labrador, et à de plus grandes profondeurs, au sud des Grands Bancs et de la plate-forme Néo-Écossaise, a reçu le nom de sous-courant occidental côtier (Heezen et al., 1966). Dans la mer du Labrador, il existe sous cette masse d'eau une couche peu épaisse (environ 50 m) d'Eau de fond nord-atlantique qui est plus froide et moins saline (1,8°C, 34,92 ‰) et dérivée du débordement de la mer de Norvège dans le détroit de Danemark.

Sur la marge continentale au large de la Nouvelle-Écosse, deux couches d'eau profonde existent sous l'Eau profonde nord-atlantique, à une profondeur supérieure à environ 4 000 m (Richardson et al., 1981; Weatherly et Kelley, 1982). À partir d'environ 4 000 à 4 900 m de profondeur, une masse d'eau froide, à salinité relativement faible (environ 1,6 à −1,0°C, 34,65 ‰), qui comprend l'Eau de fond antarctique, circule rapidement (de 35 à 73 cm/s) vers le sud-ouest et forme le sous-courant occidental côtier. À partir d'environ 4 900 ou 5 000 m, il existe une couche peu épaisse d'eau de fond froide et plus dense (de 34,65 à 34,89 ‰), dont le débit moyen (9 cm/s) est beaucoup plus lent que celui de l'Eau de fond antarctique; toutefois, sa direction d'écoulement est variable et, de temps en temps, elle semble se mélanger rapidement par suite de « tempêtes abyssales » (Hollister et al., 1984).

Dans la baie de Baffin, deux masses d'eau profonde reposent sous la couche superficielle (de 0 à 300 m) d'eau arctique et atlantique mélangée du courant du Groenland occidental (Collin et Dunbar, 1964; Aksu, 1983a). L'Eau atlantique de la baie de Baffin (d'environ 300 à 1 300 m) possède des caractéristiques de température et de salinité (de 0 à 2°C, de 34,3 à 34,5 ‰) qui sont intermédiaires entre celles de la masse d'eau superficielle relativement chaude, à faible salinité (de 0 à 4°C, de 31 à 33,7 ‰) et celles de la couche très froide et saline (de 0 à −0,4°C, de 34,4 à 34,5 ‰) d'Eau de fond de la baie de Baffin (environ 1 300 à 2 400 m). La couche d'eau intermédiaire provient vraisemblablement du refroidissement des eaux de surface dans la baie de Baffin, tandis que la couche inférieure est formée par la plongée de l'Eau atlantique profonde de l'océan Arctique qui pénètre la baie de Baffin en empruntant le détroit de Nares (Tan et Strain, 1980; Top et al., 1980).

Interaction de l'atmosphère et de l'océan et début de la glaciation

Dans l'Atlantique Nord, la circulation des courants superficiels est étroitement reliée à la position zonale du courant-jet (vortex circumpolaire) dans la troposphère supérieure (Herman et Goldberg, 1985). Les conditions qui élargissent la trajectoire du courant-jet produisent de grandes ondulations correspondant à des centres de pression atmosphérique, entre 40° et 80° de latitude N. L'air polaire froid et sec et les vents chauds et humides du sud sont donc déviés anormalement loin vers le sud et le nord, respectivement. De nos jours, des hivers exceptionnellement rudes sont associés aux anticyclones semi-stationnaires qui sont centrés au-dessus des îles Aléoutiennes et de l'Islande; l'origine des ces « anticyclones de blocage » est incertaine.

À l'heure actuelle, les modèles numériques établis pour simuler les changements historiques survenus dans les configurations météorologiques planétaires à l'échelle de décennies ne correspondent pas de façon satisfaisante aux données observées; une grande partie des travaux dans ce domaine porte maintenant sur l'amélioration des modèles en y incorporant des données plus nombreuses sur les paramètres reliés à l'océan et à l'atmosphère, comme la température de la surface de la mer, l'étendue de la glace de mer, l'albedo océanique et la brume arctique.

La création des conditions glaciaires a pu être liée au développement d'anticyclones de blocage. Ces derniers sont peut-être associés à des événements qui perturbent la circulation horizontale de l'air, notamment le soulèvement de masses terrestres, les éruptions volcaniques pliniennes, la formation de champs de glace à terre ou en mer et les événements tectoniques ou solaires qui font diminuer le gradient thermique entre les régions tropicales et polaires et élargissent la trajectoire du courant-jet. La naissance de conditions glaciaires exige également une réduction de l'insolation, de sorte que la chute des neiges ou la croissance de la glace de mer en hiver n'est pas contrebalancée par la fonte en été. Les variations cycliques dans les paramètres de l'orbite terrestre (excentricité, obliquité et position de l'axe de précession selon les saisons) sont à l'origine de bon nombre de changements déduits dans l'insolation (Berger, 1978); toutefois, la dominance du cycle de 100 ka exige également l'interaction d'autres facteurs, notamment l'isostasie (Peltier et Hyde, 1984).

Refroidissement du climat au Cénozoïque tardif

Il existe très peu de données qui permettent de reconstituer les événements particuliers associés à la création, au Cénozoïque tardif, de conditions glaciaires dans l'Est du Canada. Des puits d'exploration forés sur la marge continentale de l'Est du Canada fournissent des renseignements généraux sur les environnements au Miocène (Gradstein et Williams, 1976; Williams et Bujak, 1977a; Gradstein et Srivastava, 1980); par contre, il est rare de pouvoir récupérer des échantillons intacts de sédiments du Quaternaire et du Néogène supérieur, car les parties supérieures des puits ne sont pas échantillonnées durant les travaux de forage. En outre, les sédiments de plate-forme sont dépourvus de microfossiles planctoniques (foraminifères, nannofossiles et radiolaires) qui sont essentiels aux corrélations avec les échelles biochronologiques classiques à l'échelle du globe (Berggren, 1981a). À l'avenir, les études de foraminifères benthiques et de palynomorphes recueillis dans les puits d'exploration forés sur le talus continental (Piper et al., 1987) pourraient nous renseigner sur l'évolution du climat au Cénozoïque tardif dans l'Est du Canada, une fois les résultats comparés aux données paléoclimatiques provenant de stratotypes européens et nord-atlantiques.

Cependant, conjointement avec les données planétaires, certaines conclusions peuvent être formulées en ce qui a trait à la succession probable d'événements qui a produit le climat du Quaternaire tardif dans l'Est du Canada. Sur la plate-forme Néo-Écossaise, des données provenant de puits d'exploration (Williams et Bujak, 1977b) révèlent la présence, au Miocène tardif, de genres de dinokystes qui, de nos jours, ont une distribution subtropicale (par ex., *Polysphaeridium* (*Hemicystodinium*) *zoharyi*. Déjà au Pliocène moyen ou tardif, ces éléments végétaux s'étaient déplacés à l'est jusque dans des zones océaniques qui se

trouvaient sous la trajectoire actuelle de la dérive nord-atlantique et de son prolongement septentrional dans la baie de Baffin (de Vernal et al., 1986). *Polysphaeridium zoharyi* vit présentement en eau tempérée chaude à subtropicale, peu profonde et profonde. Le déplacement de cette espèce vers le large ne peut donc pas être attribué uniquement à une baisse du niveau marin relatif à l'échelle du globe (Vail et al., 1977). La migration de la flore vers l'est indique plutôt que des changements majeurs se sont produits dans la circulation des eaux de l'Atlantique Nord occidental, à compter du Miocène tardif. Bien que les végétaux des milieux tempérés chauds aient disparu de l'Alaska, de l'Arctique canadien, du Groenland et du Spitsbergen au Miocène tardif ou avant (Hills et Matthews, 1974; Funder et al., 1985; Nelson et Carter, 1985), des pollens de végétaux subtropicaux (par ex., *Taxodium*, *Podocarpus* et *Liquidambar*) ont été observés dans les sédiments de la plate-forme du Labrador et de la mer du Labrador au moins jusqu'au Pliocène tardif (fig. 10-3).

Dans l'Atlantique Sud et le Pacifique Central, des données sur la paléoécologie et les isotopes de l'oxygène, recueillies dans des sédiments d'eau profonde (Shackleton et Kennett, 1975; Woodruff et al., 1981, Shackleton et al., 1982), portent à croire que les glaciations cénozoïques ont commencé au cours du Miocène moyen (de 16 à 13 Ma) dans l'hémisphère Sud, lorsque le courant circumpolaire antarctique s'est intensifié et que l'inlandsis de l'Antarctique oriental s'est agrandi pour couvrir l'ouest du continent. Il n'y a pas eu formation d'un inlandsis contemporain dans l'hémisphère Nord, car aucune masse continentale n'était centrée sur le pôle Nord. Dans le nord de l'État d'Oregon, des données polliniques (Taggart et Cross, 1980) indiquent que les cycles climatiques chauds-froids ou pluvieux-arides ont commencé avant 14 Ma; à cette époque, les premiers végétaux marins polaires sont apparus dans la mer de Norvège (Thiede et al., 1986). Vers 10 ou 9,5 Ma, des glaciers de hautes terres existaient déjà dans l'ouest de l'Alaska (vers 70°N); dans l'est de l'Islande (61°N), la flore subtropicale fut remplacée par des séquences de végétaux subarctiques et boréaux qui semblent témoigner de fluctuations climatiques ayant une périodicité d'environ 40 ka (Mudie, 1983; Mudie et Helgason, 1983). Dans le nord-ouest de l'État du Wyoming (45°N), du pollen datant d'environ 8,2 Ma et provenant de sédiments lacustres de hautes terres, atteste l'alternance de cycles pluvieux et arides, les intervalles humides ayant duré de 1 à 11 ka et les intervalles secs, de 2 à 210 ka (Barnosky, 1984). Malheureusement, il n'existe que très peu de données océaniques comparables pour cette période critique de changement climatique, car les hiatus (par ex., réflecteurs R_3 et R_2 de Keller et Barron, 1982) sont étendus dans les sédiments marins d'eau profonde. Ces hiatus indiquent probablement que les courants de fond se sont intensifiés à mesure que l'eau profonde refroidie par la glace polaire a commencé à circuler vers l'équateur, à partir d'océans à haute latitude. Des sédiments glaciaires ont commencé à s'accumuler sur la dorsale Eirik, dans la mer du Labrador, vers 7 Ma, vraisemblablement en réponse à ces courants de fond puissants (Arthur et al., 1986). (Voir la discussion au chapitre 8.)

En général, d'après les indices, des glaciers locaux semblent avoir pris naissance dans l'hémisphère Nord occidental au cours du Miocène tardif; il y a eu en même temps refroidissement des eaux de surface océaniques sur la marge occidentale de l'Atlantique Nord, au nord de 45°N, et disparition de la flore tempérée chaude sur la côte de l'Alaska et dans les îles arctiques au nord de la partie sud-ouest de l'île Banks, à 72°N (Hills et Matthews, 1974; Nelson et Carter, 1985). En Islande, les tillites les plus anciennes datent de 6 à 4,8 Ma, ce qui correspond en gros à la deuxième expansion majeure de l'inlandsis antarctique et à la fin de l'échange des eaux tropicales dans les détroits de Téthys et de Panama, vers 7 Ma et 5 Ma, respectivement (Wise, 1981; Keller et Barron, 1982). Or, les végétaux terrestres trouvés dans l'Est du Canada et l'ouest de l'Europe et les organismes marins reconnus dans l'Atlantique Nord oriental, au sud de la dorsale Islande-Féroé (autour de 55°N), ne témoignent pas d'un refroidissement climatique équivalent, indicatif d'un stade glaciaire, avant environ 3,4 Ma (dans l'Est du Canada) ou 2,5 Ma (dans l'est de l'Atlantique).

Les données marines détaillées sur les changements climatiques qui ont eu lieu dans l'Est du Canada au cours du Pliocène et du Pléistocène précoce, sont sporadiques; toutefois, les données d'eau profonde recueillies au cours du parcours 104 (mer de Norvège) et du parcours 105 (mer du Labrador-baie de Baffin) du Programme de sondage des fonds marins se révéleront forts utiles dans un proche avenir (de Vernal et al., 1986; Thiede et al., 1986; Arthur et al., 1986). Toutefois, les niveaux de référence suivants établissent des contraintes importantes pour les modèles climatiques :

1) Sur la dorsale Alpha, dans l'océan Arctique central, des cailloux et graviers glaciels sont été observés dans des sédiments hémipélagiques du Pliocène précoce (vers 4 Ma) (Mudie et Jackson, 1985).
2) Dans l'archipel arctique canadien (Hills et Matthews, 1974) et le nord de l'Alaska, à 71°N (Nelson et Carter, 1985), des pollens et d'autres dépôts végétaux indiquent la présence d'un gradient nord-sud allant de la toundra forestière du Haut-Arctique jusqu'aux forêts tempérées chaudes du Bas-Arctique, entre 70° et 80°N, à compter du Miocène tardif jusqu'à la fin du Pliocène (vers 5 à 1,9 Ma). La présence d'arbres fossiles indique que les températures estivales devaient atteindre au moins 10°C, et l'existence, au Groenland, de tourbières soulevées montre que les précipitations étaient beaucoup plus fortes que de nos jours. Au cours de cette époque, dans la région circumarctique, les glaciers étaient peut-être présents uniquement dans les chaînes de montagnes et les hautes terres. Dans les chaînes de montagnes de l'Alaska et de la Sierra Nevada, l'âge des tillites et des tills varie de 3,1 à 2,72 Ma (Cooke, 1973).
3) Les débris glaciels les plus anciens datent de 3,4 Ma, dans la baie de Baffin et le nord-est de la mer du Labrador, et d'environ 2,8 à 3 Ma (donc 0,5 Ma plus jeunes), dans le sud de la mer du Labrador, la mer de Norvège et l'Atlantique Nord central (sites 611 et 116 du Deep Sea Drilling Project) et les monts sous-marins Fogo, au sud-ouest des Grands Bancs (Piper, 1975a). Cet intervalle correspond également à l'époque des premiers indices de la fluctuation des glaces de glacier dont attestent les données isotopiques provenant de foraminifères benthiques dans l'océan Pacifique (Shackleton et Opdyke, 1977), à l'ouverture du détroit de Béring et à la première apparition de mollusques du Pacifique en Alaska et dans l'Atlantique Nord (Repenning, 1983).
4) Dans l'est de l'Atlantique Nord (site 400 du DSDP, 47°23'N, 09°12'W) et dans l'Atlantique Nord subtropical

(site 607 du DSDP, 41°00'N, 32°57'W), les premiers débris glaciels datent d'environ 2,4 Ma. Ce niveau de référence semble marquer le début de la croissance de l'inlandsis dans l'ensemble de l'hémisphère Nord; il coïncide avec le retrait vers le sud de la flore subtropicale de l'Europe occidentale et avec le début des cycles alternés de forêt boréale (interglaciaire) et de végétation de toundra ou de steppe (glaciaire), en Europe et en Asie.

5) À Ocean Point, sur la côte de l'Alaska (Repenning, 1983; Nelson et Carter, 1985), et dans les régions côtières de la Peary Land, dans le Groenland septentrional (Funder et al., 1985), les sédiments, les débris végétaux, les mollusques et les mammifères marins indiquent que l'océan Arctique n'était pas recouvert de glace permanente au début du Pléistocène (de 2 à 1,7 Ma). À Ocean Point, les dépôts marins subarctiques du Pliocène sont sous-jacents à des sables fluviatiles étendus du Pléistocène inférieur. Toutefois, une toundra arbustive du Bas-Arctique avait déjà remplacé la toundra forestière subarctique à 0,7 Ma. Des sédiments sus-jacents de l'Illinoien et d'autres sédiments pléistocènes plus récents font voir des cycles alternés de toundra à caractéristiques steppiques (désert polaire) et de toundra arbustive (subarctique-Bas-Arctique).
6) Dans l'archipel arctique canadien, les dépôts de till les plus anciens datent au moins de 0,73 Ma (Glaciation de Banks) et sont probablement corrélatifs de l'apport maximal de sédiments glaciogènes à la dorsale Alpha qui a eu lieu du Pliocène tardif au Pléistocène moyen (Clark et al., 1984).
7) Dans la partie centrale du talus Néo-Écossais, les taux d'accumulation des sédiments hémipélagiques sont vraisemblablement passés d'environ 5 cm/ka, au Miocène et au Pliocène précoce, à environ 35 cm/ka, au Pliocène tardif, pour ensuite baisser légèrement à 20 cm/ka, au Pléistocène précoce (Piper et al., 1987). Au Pléistocène tardif, les taux de sédimentation ont varié de 10 à 40 cm/ka. L'accroissement marqué de la sédimentation qui a eu lieu durant le Pliocène tardif et le Pléistocène précoce est compatible avec les données polliniques recueillies dans l'Arctique canadien et la baie de Baffin (site 645 du PSFM; de Vernal et al., 1986) qui suggèrent que le ruissellement et l'érosion fluviale ont augmenté au Pléistocène précoce, vraisemblablement lorsque les inlandsis ont commencé à croître et que le climat s'est transformé en climat glaciaire dans le nord-est du Canada. Or, d'après Piper et al. (1987), les changements du niveau marin ont fortement influencé les taux de sédimentation, et les glaciers n'ont pas traversé la plate-forme Néo-Écossaise et déposé du till sur le talus Néo-Écossais avant environ 0,8 Ma.

INTERPRÉTATION PALÉOENVIRONNEMENTALE DES MILIEUX DE DÉPÔT DU QUATERNAIRE

Données acoustiques et lithologiques

D.J.W. Piper et G.B. Fader

Le profilage détaillé de sismique-réflexion à haute résolution, les carottages et les études micropaléontologiques et sédimentologiques subséquentes ont permis d'établir des critères standard pour l'interprétation paléoenvironnementale des faciès extracôtiers du Quaternaire. Les profils de sismique-réflexion à haute résolution sont interprétés principalement en fonction de l'amplitude, de la continuité, du relief et de l'espacement des réflexions (fig. 10-10), et de leur style structural par rapport à d'autres faciès (fig. 10-11).

Les faciès acoustiques caractérisés par des réflexions incohérentes et des diffractions abondantes représentent généralement des sédiments grossiers, dépourvus de structures, tels que des diamictons (tills) et des sables et graviers massifs. Certains décrochements boueux présentent des caractéristiques similaires, mais, en général, leur transparence acoustique est plus élevée. À de nombreux endroits sur la plate-forme continentale, le substratum rocheux repose sous un faciès acoustique qui produit des réflexions incohérentes, lesquelles sont localement interdigitées latéralement avec des sédiments identifiés dans les carottes comme étant des boues proglaciaires ou sousglaciaires stratifiées. Des échantillons de ce faciès se composent de boues sablo-graveleuses compactes et mal triées, qui sont dépourvues de microfossiles marins (sauf à 1 m près des contacts supérieurs). Ce faciès est donc généralement considéré comme étant du till mis en place par des glaces ancrées (Josenhans et al., 1986; King et Fader, 1986). Le contact latéral abrupt avec les sédiments à grain fin et l'absence de microfossiles marins indiquent que ce faciès n'a vraisemblablement pas été mis en place sous la forme de diamicte largué par des glaces flottantes. Un faciès acoustique similaire, mais au style plus confiné, se trouve dans les bassins des baies côtières et est interprété comme étant des sables et graviers massifs ou à stratification très inclinée (Kontopoulos et Piper, 1982b).

Des zones de sable marin épais (reconnues, par exemple, dans les sondages effectués sur le Banquereau et le banc de l'île de Sable) produisent des réflexions cohérentes continues qui peuvent être subhorizontales ou prendre la forme d'une stratification oblique à grande échelle. Des séquences épaisses de sédiments plus fins ont une transparence acoustique accrue. Elles se caractérisent par des réflexions cohérentes continues qui sont généralement plus étroitement rapprochées les unes des autres et ont des amplitudes plus élevées dans des sédiments contenant des lamines de sable ou de silt, et sont relativement faibles et rares dans les lithologies argileuses bioturbées. En général, les séquences pour lesquelles les taux de sédimentation sont élevés ont un style de sédimentation plus concordant; en revanche, un style confiné traduit une mise en place plus lente sous l'influence de la resédimentation périodique par les vagues ou les courants. Des courants plus puissants produisent des monticules de sédiments (fig. 10-11).

Les études détaillées par King (1980), Barrie et Piper (1982), Josenhans et al. (1986) et King et Fader (1986), dans lesquelles des renseignements tirés d'échantillons carottés prouvent le bien-fondé des données acoustiques, permettent de formuler une interprétation générale des milieux dans lesquels se sont accumulés les faciès acoustiques observés sur les plates-formes continentales de l'Est du Canada. Sur la plupart des plates-formes continentales, des nappes de till d'étendue régionale reposent sur le substratum rocheux. En bordure des bassins (fig. 10-12) et sur le talus continental supérieur (Piper et al., 1987), les langues de till (King et Fader, 1986) qui sont interdigitées avec des sédiments stratifiés sus-jacents ont typiquement 10 km de longueur et quelques dizaines de mètres d'épaisseur. La plupart des langues de till ont leurs racines dans des masses de till plus grandes; à certains endroits, plu-

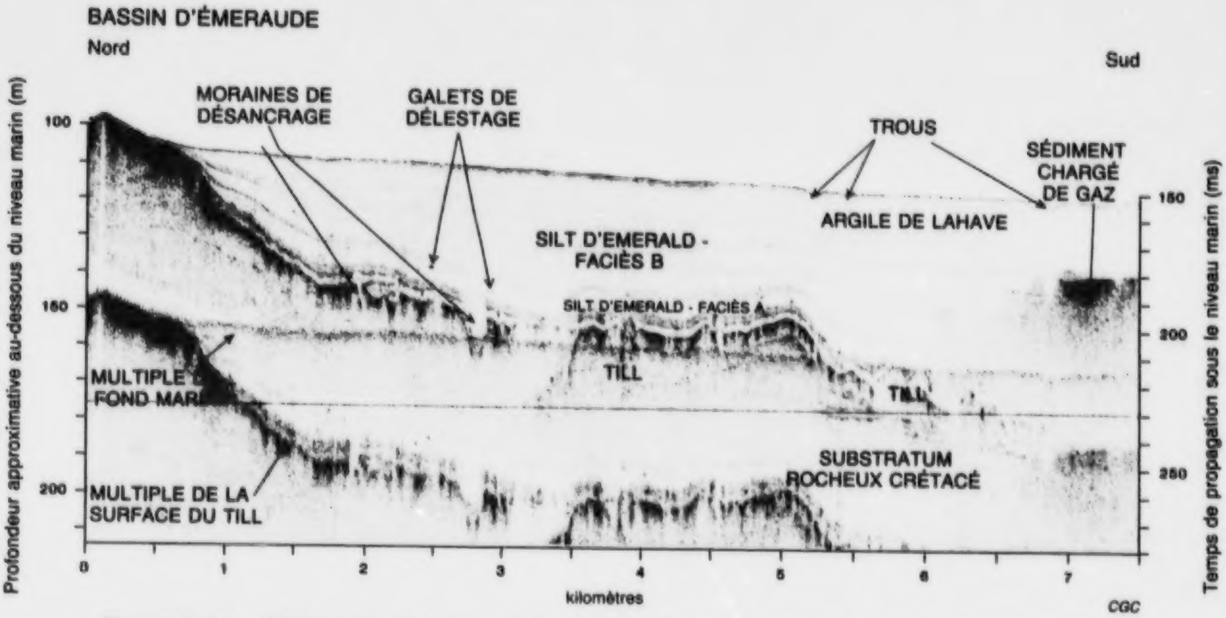


Figure 10-10. Profil typique du bassin d'Émeraude de la plate-forme Néo-Écossaise, obtenu à l'aide d'un dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur et montrant le caractère acoustique des principaux faciès glaciaires et postglaciaires. Ces faciès sont caractéristiques des dépôts des plates-formes continentales au large de la côte Est du Canada. Une description détaillée des différents faciès est présentée dans le texte. La position du profil est indiquée à la figure 10-15.

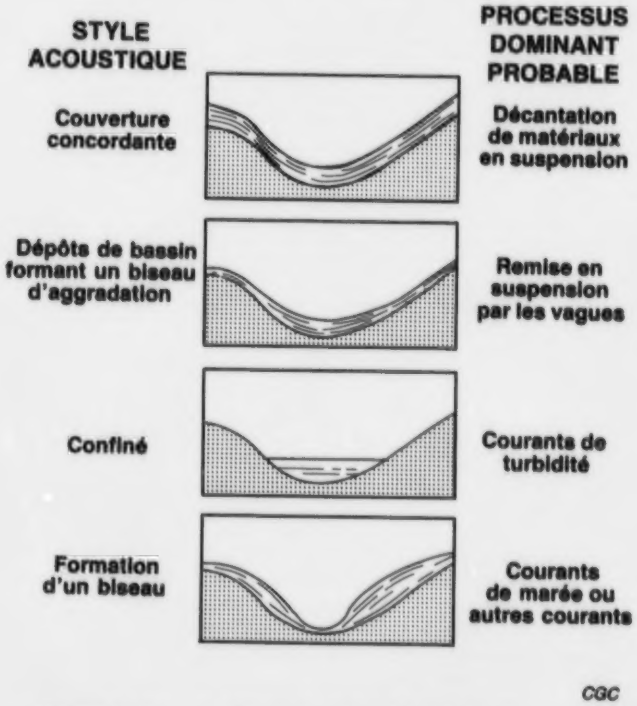


Figure 10-11. Schémas du style sédimentaire acoustique de divers faciès de sédiments fins dans les bassins côtiers et les bassins de plate-forme continentale (modifié de Barrie et Piper, 1982).

sieurs langues sont empilées les unes sur les autres (fig. 10-13). Les racines peuvent former des crêtes proéminentes (fig. 10-13), dont certaines prennent la forme de moraines linéaires sur le fond marin. King et Fader (1986) ont montré qu'une langue de till se développe par suite de la migration de la ligne d'ancrage (flottabilité) d'une nappe glaciaire, du till étant mis en place par la glace ancrée et des sédiments stratifiés interdigités étant déposés soit du côté marin de la marge glaciaire, soit sous la glace flottante[1].

Une langue de till se développe par suite de l'avancée et du retrait de la ligne d'ancrage de la glace; ces oscillations sont attribuées à l'avancée et au retrait de la glace, à des changements verticaux dans le niveau marin ou encore à des ajustements isostatiques. Les variations de l'épaisseur qui sont mesurées sur les profils de sismique-réflexion montrent que le taux de sédimentation du till peut être plus de cinq fois plus élevé que celui des sédiments stratifiés. Ces moraines linéaires régionales ont jadis été considérées comme de simples moraines frontales de récession (King et al., 1972). Or, puisqu'elles forment les racines des langues de till et qu'elles encerclent les bassins et dépressions de la plate-forme, elles doivent également être d'origine sous-glaciaire; elles sont donc appelées « moraines sous-glaciaires régionales de plate-forme glaciaire » par King et Fader (1986). Aux endroits où elles affleurent sur le fond marin, leur surface a été râclée par des icebergs (fig. 10-12).

Dans les bassins, notamment sur la plate-forme Néo-Écossaise, la surface supérieure de la nappe de till enfouie est souvent recouverte de crêtes parallèles de till qui sont

[1] Voir l'addenda.

typiquement espacées de 40 m et ont jusqu'à 20 m de hauteur (fig. 10-14). Des sédiments stratifiés sont présents entre les crêtes, et la stratification peut être retracée jusque dans ces dernières, ce qui indique que les crêtes de till et les sédiments stratifiés sont des faciès équivalents synchrones (fig. 10-14). Les profils de sismique-réflexion montrent que ces crêtes n'ont pas été érigées l'une après l'autre (par ex., au cours du retrait progressif et de la stabilisation d'une marge glaciaire), mais plutôt qu'elles sont essentiellement synchrones sur une vaste étendue du fond du bassin. Le synchronisme des sédiments stratifiés et du till indique que ces matériaux ont été déposés lors du désancrage initial (flottabilité) d'une nappe glaciaire et que leur origine est donc relativement similaire à celle des langues de till. L'espacement des crêtes doit être contrôlé par une irrégularité systématique quelconque de la base de la nappe glaciaire, qui peut être due à la fracturation. La morphologie des crêtes de till ressemble à celle des moraines de De Geer. Toutefois, King et Fader (1986) les considèrent comme synchrones sur une vaste étendue et ayant une origine différente de celle de nombreuses moraines de De Geer; ils les ont donc appelées des «moraines de désancrage».

Les sédiments acoustiquement stratifiés qui reposent directement sur du till, tels que le Silt d'Emerald de la plate-forme Néo-Écossaise, présentent généralement un style sédimentaire concordant et passent vers le haut à des sédiments stratifiés dont la morphologie est plus confinée. Les diffractions de source ponctuelle, qui sont vraisemblablement produites par de gros blocs, y sont nombreuses.

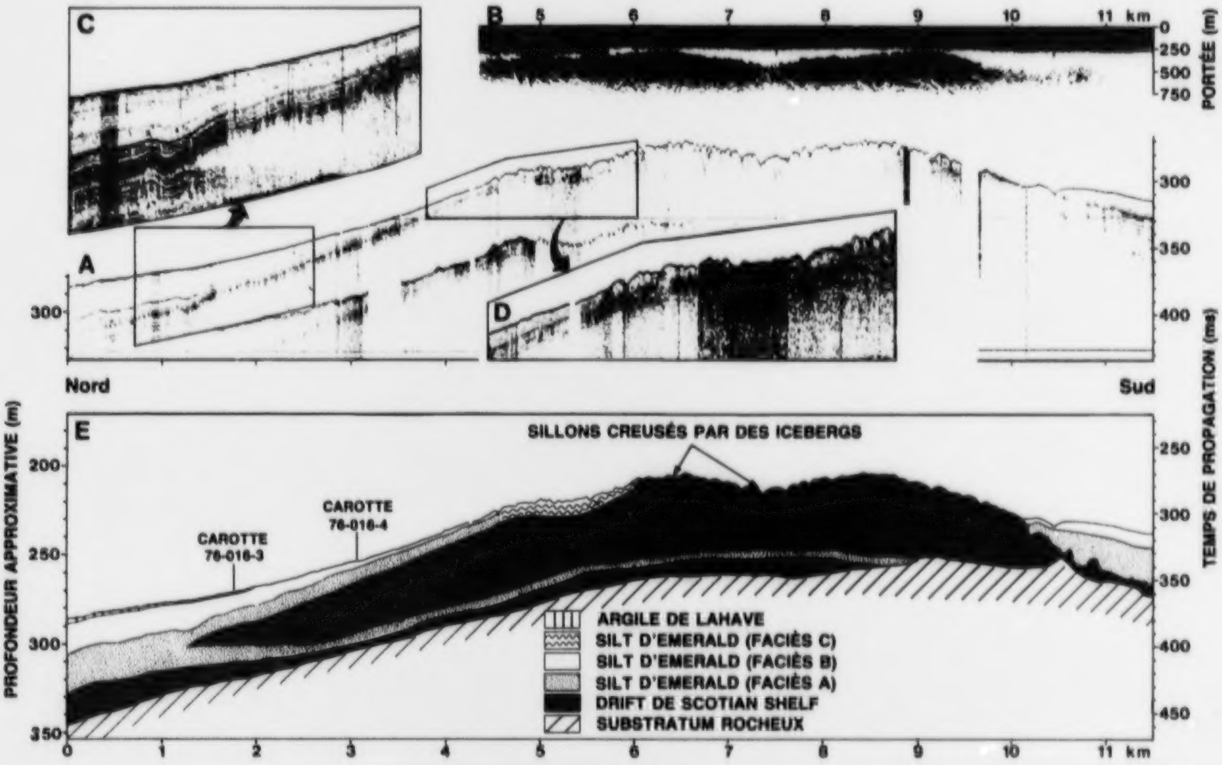


Figure 10-12. Indices acoustiques de l'existence de langues de till (d'après King et Fader, 1986). La figure montre (A) un profil de sismique-réflexion obtenu à l'aide d'un dispositif Huntec remorqué en profondeur, (B) une sonographie latérale, (C) et (D) des sections agrandies du profil en (A), et (E) une interprétation de la géologie de la dorsale Sewell, dans le golfe du Maine (la position est indiquée à la figure 10-15). Le faciès A du Silt d'Emerald est interstratifié avec le till de la crête morainique (Moraine de Fundian) et s'étend sous la moraine sur une distance de 8 km, puis disparaît progressivement en biseau contre la surface du substratum rocheux (E). Près du sommet de la moraine, le faciès A passe sur une distance de 1,5 km au faciès C du Silt d'Emerald, qui produit des réflexions acoustiques (D) cohérentes, continues et discontinues. La surface du till de la moraine est parsemée de marques d'affouillement par des icebergs qui peuvent avoir jusqu'à 5 m de profondeur (A, B). Le biseau de till qui est interdigité avec le faciès A du Silt d'Emerald représente une langue de till; son extrémité distale peut être observée sur le profil C. L'emplacement des carottes prélevées au piston y est indiqué. Le stratotype du secteur du golfe du Maine se situe à 1,1 km au sud de la carotte 76-016-3. La morphologie et la position de la surface du substratum rocheux en E ont été interprétées à partir d'un profil de sismique-réflexion adjacent obtenu au moyen d'un canon à air.

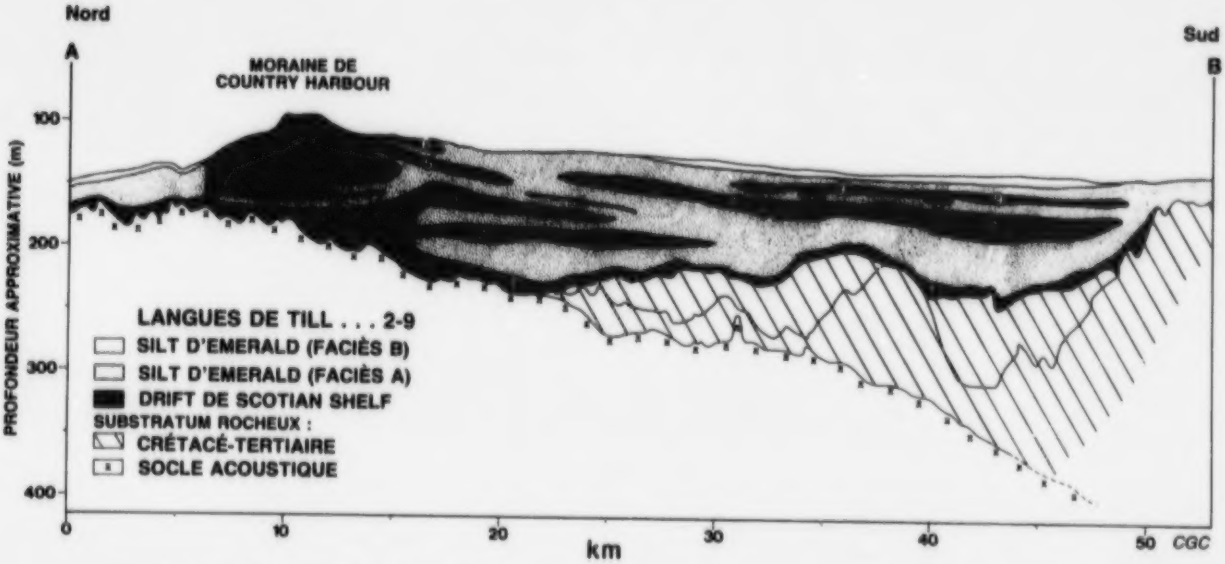


Figure 10-13. Interprétation de profils sismiques montrant le développement de langues de till multiples au sud de la Moraine de Country Harbour, dans le nord du bassin d'Émeraude (d'après King et Fader, 1986). Les langues de till 2 à 9 sont interstratifiées avec le faciès A du Silt d'Emerald. La langue de till 4 n'est pas observée le long du profil, et la position indiquée ne représente que son horizon stratigraphique. Cette crête morainique se compose entièrement de matériaux glaciaires et n'est pas située sur une hauteur du substratum rocheux. À remarquer les dépôts continus du Silt d'Emerald, juste au-dessus de la langue de till 3, qui se prolongent dans la subsurface de la moraine d'un bout à l'autre de la coupe. La position du profil est indiquée à la figure 10-15.

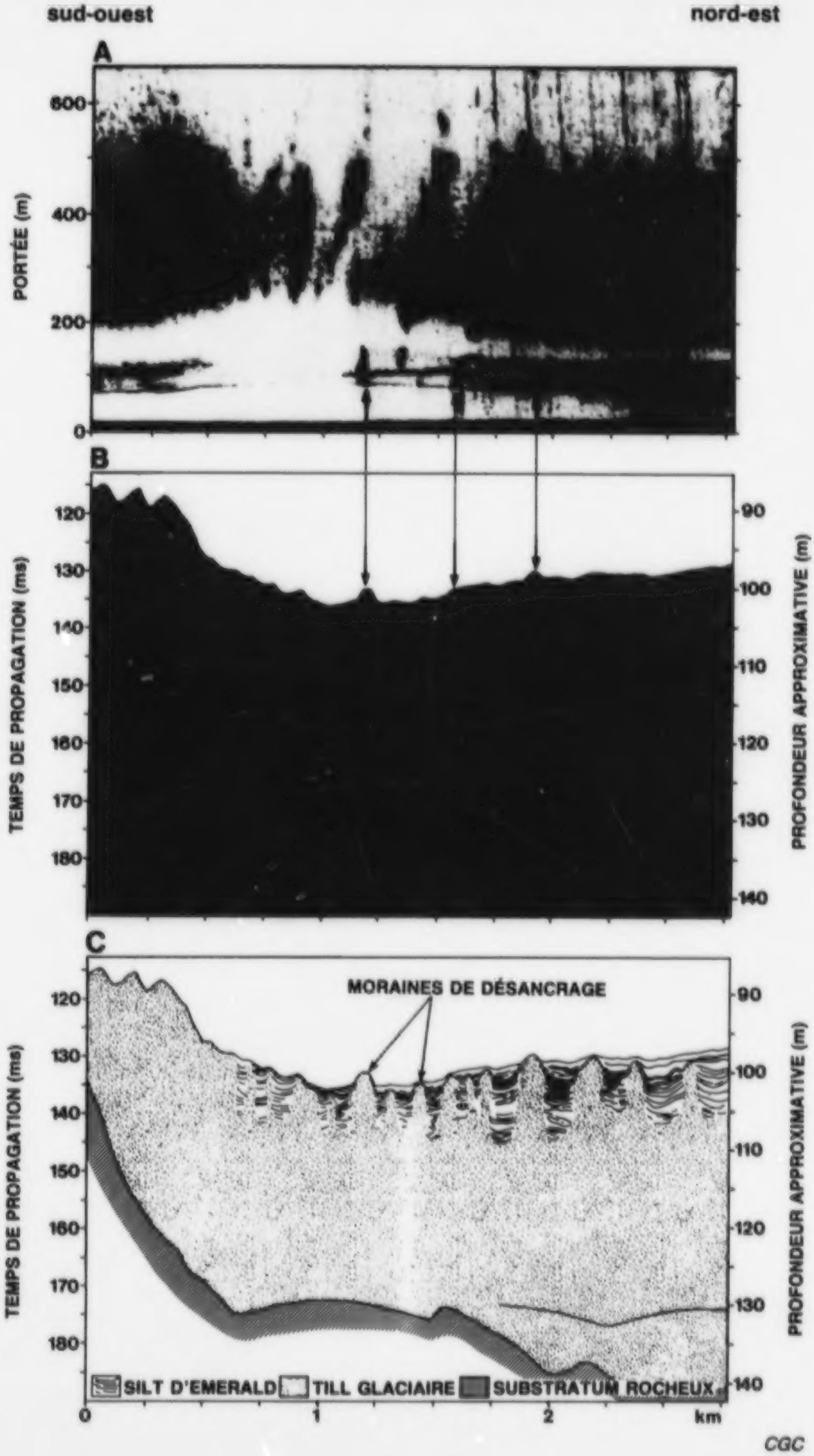
Les caractéristiques internes de ce faciès (qui sont examinées dans les sections régionales, plus loin dans le chapitre) et les liens qu'il présente avec d'autres faciès varient énormément à l'échelle régionale; ces données font penser qu'à certains endroits, le faciès s'est développé sous une plate-forme de glace flottante tandis qu'ailleurs, il représente une sédimentation proglaciaire rapide en eau libre (King et Fader, 1986). Les sédiments proglaciaires peuvent sembler acoustiquement non stratifiés là où ils ont été profondément râclés par des icebergs (Praeg et al., 1986; Josenhans et al., 1986).

Les boues de bassin postglaciaires, telles que l'Argile de LaHave qui est présente sur la plate-forme Néo-Écossaise, ont un taux de sédimentation moins élevé et un style sédimentaire beaucoup plus confiné. Elles se caractérisent par une très grande transparence acoustique et produisent des réflexions cohérentes continues très faibles.

Associations de microfossiles

P.J. Mudie

Les associations de microfossiles (notamment de foraminifères et de dinokystes) sont de très bons indicateurs des milieux de sédimentation. Leur interprétation est fondée sur la répartition d'espèces actuelles. L'interprétation des conditions paléoenvironnementales, telles que la température, la salinité et la profondeur de l'eau, a jadis été faite par corrélation empirique de la répartition actuelle de certaines espèces de microfossiles et des caractéristiques prédominantes de la tranche d'eau sus-jacente. Il faut se méfier de ces corrélations empiriques, car elles peuvent être biaisées du fait d'un nombre insuffisant d'échantillons de contrôle en provenance de l'Est du Canada, ou encore de suppositions invalides concernant l'âge des sédiments de surface récents qui ont été échantillonnés sans aucun contrôle sismostratigraphique à haute résolution. Les études récentes sont basées sur des essais statistiques en vue d'évaluer la corrélation entre la composition des associations de microfossiles et les paramètres environnementaux actuels, les données étant choisies soigneusement afin de n'inclure que des échantillons superficiels représentatifs des sédiments récents (Mudie, 1982; Mudie et al., 1984). Des corrélations statistiquement importantes ont été faites entre des associations de pollens et de spores provenant de la plate-forme continentale, à partir du sud de la Nouvelle-Écosse jusqu'au nord de la baie de Baffin, et des zones végétales terrestres (Mudie, 1982; Mudie et Short, 1985). D'autres corrélations importantes ont été établies entre les associations de dinokystes et la température et la salinité des eaux de surface, dans l'Est du Canada (Mudie et Keen, 1983), la baie de Baffin (Mudie et Short, 1985) et l'Atlantique Nord (Harland, 1983). Ont également été mis en corrélation les associations de foraminifères benthiques, la profondeur de l'eau et les caractéristiques (température et salinité) des eaux de fond, sur la plate-forme et le talus Néo-Écossais (Williamson et al., 1984), sur la plate-forme du Labrador et dans le détroit de Davis, la baie d'Hudson et la mer de Beaufort (Mudie et al., 1984), et sur la plate-forme de Baffin (Osterman, 1982). Fillon et Williams (1984) ont tenté d'établir une corrélation quantitative entre les foraminifères planctoniques et la température de la surface de la mer du Labrador, mais il est maintenant clair (Aksu et Mudie, 1985a; Chough et al., 1985) que certains échantillons utilisés dans cette étude représentent des sédiments redéposés d'âge quaternaire incertain.


sud-ouest
nord-est
A
PORTÉE (m)
600
400
200
0
B
TEMPS DE PROPAGATION (ms)
120
130
140
150
160
170
180
PROFONDEUR APPROXIMATIVE (m)
90
100
110
120
130
140
C
MORAINES DE DÉSANCRAGE
SILT D'EMERALD
TILL GLACIAIRE
SUBSTRATUM ROCHEUX
0
1
2
km
CGC

Les tableaux 10-1 à 10-5 présentent en détail les microfossiles caractéristiques et leur importance paléoenvironnementale. Les lignes directrices simples données ci-dessous permettent toutefois d'évaluer rapidement les paléoenvironnements représentés par les microfossiles présents dans un échantillon de sédiment marin.

Sédiments interglaciaires (y compris l'Holocène)

Les particules organiques et les microfossiles sont fréquents ou abondants dans les sédiments interglaciaires, sauf aux endroits où les courants sont intenses (faciès sableux) ou les taux de sédimentation très élevés (faciès deltaïques et quelques dépôts de décrochement). En général, la composition des associations de microfossiles interglaciaires montre un changement distinct à partir du milieu littoral jusqu'au milieu extracôtier (voir ci-dessous). Des changements zonaux s'ajoutent à ce gradient transversal; ils ne sont reconnus qu'en analysant la composition des espèces, en utilisant les données présentées aux tableaux 10-2 à 10-5.

Les milieux estuariens et deltaïques sont caractérisés par la présence de nombreux palynomorphes (>5 000/g) et par la faible diversité des foraminifères benthiques, qui comprennent souvent de nombreuses petites espèces arénacées. Le rapport des dinoflagellés marins sur les pollens et spores (D/P) est très inférieur à 1,0; les fragments de plantes ligneuses abondent, et il y a souvent des couches de tourbe peu épaisses ou des pseudovarves organiques. Habituellement, il n'y a aucun microfossile planctonique (foraminifères, radiolaires et silicoflagellés). Les thécamoebiens y sont nombreux et témoignent d'une influence fluviale marquée, particulièrement lorsqu'ils sont associés à des palynomorphes dulçaquicoles comme *Pediastrum*. Des associations provenant de sédiments holocènes dans le bassin de Bedford (fig. 10-15) (Miller et al., 1982), l'inlet Hamilton (Vilks et Mudie, 1983) et la baie Frobisher (voir la fig. 10-35) (Osterman, 1982) fournissent de bons exemples de ces biofaciès paraliques dans des zones tempérées, subarctiques et arctiques, respectivement.

La composition en microfossiles des milieux de plate-forme néritique varie beaucoup plus en fonction de la distance de la côte et de la profondeur de l'eau et présente des contrastes marqués entre les bassins et les bancs. Les biofaciès de plate-forme se caractérisent généralement par de nombreux foraminifères benthiques calcaires très variés, un rapport D/P d'environ 1,0 et une forte proportion de matière organique amorphe. Les diatomées y sont généralement nombreuses, mais les foraminifères planctoniques et les radiolaires sont rares sauf dans les zones d'eau profonde de la plate-forme externe. Normalement, le rapport des foraminifères benthiques arénacés sur les foraminifères benthiques calcaires baisse de la plate-forme interne jusqu'à la plate-forme externe. Les associations holocènes décrites pour le bassin d'Émeraude, le bassin de Canso, la baie Notre-Dame et le col de Cartwright (Scott et al., 1984b), la partie interne de la plate-forme du Labrador (Vilks et al., 1982, 1984) et la plate-forme sud-est de Baffin (Praeg et al., 1986) sont de bons exemples des divers biofaciès de plate-forme présents sur la marge continentale de l'Est du Canada.

La composition en microfossiles des milieux de talus continental varie également en fonction de la profondeur, de la température et de la salinité des eaux de fond et de l'intensité du vannage par les courants de fond. En général, toutefois, tous les milieux de talus se caractérisent par la prédominance de microfossiles planctoniques, l'abondance de foraminifères benthiques, la rareté des coccolithophoridés et les concentrations relativement faibles de palynomorphes et de matière organique particulaire (du type du kérogène). Le rapport D/P est habituellement supérieur à 1,0 et augmente normalement vers le bas du talus pour dépasser 2,0 sur le glacis. De bons exemples de la variation des associations de microfossiles de haut en bas du talus nous proviennent des données recueillies sur le talus nord-est de Terre-Neuve (Carter et al., 1979; Carter et Schafer, 1983) et le talus Néo-Écossais (Thomas, 1985; Williamson, 1985). Certaines indications des tendances présentées par les palynomorphes, vers le bas de la pente, sont données par Mudie (1980, 1982), pour le talus Néo-Écossais, et par Mudie et Short (1985), pour les talus de la baie de Baffin.

Les milieux océaniques bathyaux sont caractérisés par la forte prédominance de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires, en eau tempérée et subarctique, et de microfossiles siliceux et de foraminifères benthiques, dans les bassins à haute latitude et à circulation restreinte (par ex., baie de Baffin), où la dissolution du carbonate nuit à la conservation des foraminifères planctoniques. Dans les milieux océaniques au sud de l'océan Arctique, le nombre de palynomorphes est relativement faible (<2 000/g), le rapport D/P est normalement supérieur à 2,0 et la matière organique particulaire est rare. De bons exemples d'associations typiques de microfossiles océaniques sont documentés dans la zone boréale des Grands Bancs méridionaux (Alam, 1979; Alam et al., 1983) et dans la zone subarctique du détroit de Davis (Aksu et Mudie, 1985a). Fillon et Duplessy (1980) et Fillon et al. (1981b) fournissent quelques données sur les foraminifères et les radiolaires présents dans les sédiments de la mer du Labrador. Les associations de l'océan Arctique sont moins bien décrites, mais elles semblent représenter une faune unique où les foraminifères planctoniques et les foraminifères benthiques calcaires prédominent (Aksu, 1985b; Scott et al., 1986a), les ptéropodes et les spicules de spongiaires sont fréquents, et les coccolithes et les microfossiles siliceux sont rares. Les palynomorphes de l'océan Arctique sont également rares (<1 000/g), le rapport D/P est normalement inférieur à 1,0 et la diversité des espèces est très faible (Mudie, 1985).

Figure 10-14. Indices acoustiques de la présence de « moraines de désancrage » (d'après King et Fader, 1986). La figure montre (A) une sonographie latérale, (B) un profil de sismique-réflexion obtenu au moyen d'un dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur et (C) une interprétation du profil Huntec à travers une zone de « moraines de désancrage », dans le nord-ouest des Grands Bancs de Terre-Neuve (la position de la coupe est indiquée à la figure 10-15). La sonographie latérale (A) montre que les structures sont des crêtes linéaires et non pas des bosses ou monticules isolés. La hauteur des « moraines de désancrage » varie de 8 à 10 m et leur espacement, de 0,1 à 0,25 km. À remarquer sur le profil B, le caractère régulier des réflexions produites par le le Silt d'Emerald à la grandeur du champ de « moraines de désancrage ».

Tableau 10-1. Cénozones polliniques de la plate-forme Néo-Écossaise.

Cénozones polliniques utilisées par Livingstone (1968) et Livingstone et Livingstone (1958) pour subdiviser la palynostratigraphie post-wisconsinienne des sédiments lacustres, en Nouvelle-Écosse. Des zones similaires sont reconnues sur la plate-forme Néo-Écossaise.

Zone	Sous-zone	Caractéristiques de l'association pollinique	Paléoenvironnement
G		Concentrations polliniques très faibles (<100 grains par cm^3); représentation variable de *Betula* (bouleau), de *Pinus* (pin), de *Picea* (épinette) et de *Quercus* (chêne), dont les pollens peuvent être entièrement ou partiellement remaniés.	Sédiments glaciaires avant la recolonisation végétale ou sédiments postglaciaires effondrés.
L		Concentrations polliniques faibles (<1 000 grains par cm^3), % élevé en pollen d'espèces autres qu'arborescentes.	Phase climatique tardiglaciaire.
A		Concentrations élevées de pollen de *Picea*, d'*Abies* (sapin) et de *Pinus*, % maximal de pollen de *Picea*, % élevé de pollen de *Betula*; présence de pollen de *Quercus*.	Forêt boréale dense; climat frais et humide comme celui qui existe actuellement dans les hautes terres du sud du Québec.
B		Concentrations très élevées de pollen de *Pinus*; % élevé de pollen de *Picea* et d'*Abies*; % maximal de *Pinus*.	Forêt boréale dense; climat plus chaud et plus sec comme celui qui existe actuellement dans le nord de l'État du Maine.
C		Association de pollens de feuillus tempérés mélangés et de *Tsuga* (pruche); présence de pollen de *Quercus*, d'*Acer* (érable), d'*Ulnus* (orme), de *Fraxinus* (frêne). *Tsuga* abondant.	Forêt boréale-feuillue mélangée; climat relativement chaud.
	C1	Concentration maximale de pollen de *Quercus*.	Climat chaud.
	C2	Concentration maximale de pollen de *Tsuga*.	Climat plus chaud et plus humide qu'aujourd'hui.
	C3	% réduit de pollen de *Tsuga* et de *Pinus*, % accru de pollen de *Picea* et de *Betula*.	Climat plus frais.
	C3c	Concentration pollinique plus faible; % accru de pollen de *Picea* et de pollen d'espèces autres qu'arborescentes, notamment de Gramineae, de *Rumex* (oseille/patience) et de Compositae (herbe à poux et marguerite).	Déboisement historique.

Tableau 10-2. Cénozones de microfossiles de la plate-forme Néo-Écossaise.

1. Cénozones de dinokystes

A : Bassin d'Émeraude (Mudie, 1980)

Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
C	*Brigantendinium simplex* *Operculodinium centrocarpum*	Mélange d'eau côtière, d'eau subarctique et d'eau chaude.
B	*Operculodinium centrocarpum* *Spiniferites*	Eau euryhaline relativement chaude de la plate-forme.
A	*Operculodinium centrocarpum* *Piperodinium perplexum* *Tectatodinium pellitum* *Multispinula minuta*	Subarctique, avec remontée des eaux profondes du talus.

B : Bassin du banc de Canso (Scott et al., 1984b)

Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
1	*Operculodinium centrocarpum* *Brigantedinium* *Multispinula minuta*	Eau relativement froide et douce de la plate-forme interne.
2	*Operculodinium centrocarpum* *Multispinula minuta*	Eaux de surface relativement chaudes.
3	*Operculodinium centrocarpum* *Multispinula minuta* *Spiniferites*	Bassins côtiers profonds, à seuils peu profonds, avec apport d'eaux plus chaudes du talus.

C : Bassin de Bedford (Miller et al., 1982)

Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
X	*Operculodinium centrocarpum* *Bitectatodinium tepikiense* *Spiniferites*	Eaux estuariennes profondes, tempérées à arctiques.
Y	*Brigantedinium simplex*; Dinokyste C	Milieu margino-marin, euryhalin.
Z	*Peridinium limbatum* *Peridinium wisconsinense* *Peridinium cinctum*	Eau douce.
A	Dinokyste A; *Gonyaulax tamarensis*	Eau saumâtre froide ou froide tempérée.

2. Cénozones de foraminifères

A : Bassin d'Émeraude

Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
Brizalina subaenariensis	*Brizalina subaenariensis* *Virgulina fusiformis* *Pullenia osloensis* *Cassidulina laevigata laevigata* Espèces arénacées *Globigerinita uvula*	Refroidissement léger des eaux de surface.
Bulimina marginata	*Bulimina marginata* *Cibicides pseudoungeranus* *Höglundina elegans* *Pullenia bulloides* *Globigerina bulloides*	Influence considérable des eaux du talus.

Tableau 10-2. (suite)

	2. Cénozones de foraminifères	
Cassidulina laevigata laevigata	*Cassidulina laevigata laevigata* *Chilostomella oolina* *Globobulimina turgida* *Globorotalia inflata* *Orbulina universa*	Influence relativement forte du Gulf Strem, avec eaux de surface et de fond plus chaudes.
Nonionellina labradorica	*Nonionellina labradorica* *Islandiella helenae* *Globobulimina auriculata* *Cassidulina reniforme* *Neogloboquadrina pachyderma*	Prédominance du courant du Labrador. Température près de 0°C, salinité de 33 à 34 ‰.
Elphidium excavatum f. *clavata*	*Elphidium excavatum* f. *clavata* *Cassidulina reniforme* *Neogloboquadrina pachyderma*	Marge glaciaire; salinité moins élevée.
B : Bassin du banc de Canso (Scott et al., 1984b)		
Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
Adercotryma glomerata	*Adercotryma glomerata* *Islandiella helenae* *Rheophax scorpiorus* *Recurvoides turbinatus*	Plate-forme interne, courant de la Nouvelle-Écosse 1-2°C 32-32,5 ‰
Islandiella helenae	*Islandiella helenae* *Nonionellina labradorica* *Cassidulina reniforme* *Elphidium excavatum* f. *clavata*	Courant interne du Labrador 1,49-3,9°C 33,2-34,9 ‰
Nonionellina labradorica	*Nonionellina labradorica* *Globobulimina auriculata* *Islandiella helenae*	Courant externe du Labrador 3,5-3,9°C 34,8-34,9 ‰
Elphidum excavatum f. *clavata*	*Elphidium excavatum* f. *clavata* *Nonionellina labradorica* *Islandiella helenae*	Début du postglaciaire
C : Bassin de Bedford (Miller et al., 1982)		
Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
Rheophax spp.	*Fursenkoina fusiformis* *Haynesina orbiculare* Groupe de *Elphidium excavatum*	Milieu estuarien profond.
Eggerella advena	*Eggerella advena* *Elphidium bartletti* *Haynesina orbiculare* Groupe de *Elphidium excavatum*	Milieu margino-marin, euryhalin.
Difflugia oblonga	*Difflugia oblonga* *Centropyxis aculeata*	Eau douce.

Tableau 10-3. Cénozones de microfossiles du bassin Notre-Dame.

1 : Palynozones (Macpherson, 1982; Scott et al., 1984b)

Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
ND-4	*Picea, Abies, Betula, Pinus*	Forêt
ND-3	*Picea, Betula, Abies, Alnus*	Forêt
ND-2	*Betula, Picea, Alnus, Salix*	Arctique-subarctique
ND-1	Cyperaceae, Gramineae, *Salix*	Toundra

2 : Cénozones de dinokystes (Scott et al., 1984b)

Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
M	*Multispinula minuta* *Brigantedinium* *Operculodinium centrocarpum* *Spiniferites*	Subarctique, néritique
L	*Multispinula minuta* *Brigantedinium* *Leiosphaera* sp. A	Courant extracôtier du Labrador
P	Kyste de type P *Multispinula minuta* *Brigantedinium* *Dubridinium*	Périglaciaire, arctique

3 : Cénozones de foraminifères (Scott et al., 1984b)

Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
Adercotryma glomerata	*Adercotryma glomerata* *Spiroplectammina biformis*	Courant interne du Labrador, froid
Nonionellina labradorica	*Nonionellina labradorica* *Cassidulina reniforme* *Elphidium excavatum* f. *clavata* *Islandiella helenae*	Courant externe du Labrador
Cassidulina reniforme	*Cassidulina reniforme* *Islandiella helenae* *Elphidium excavatum* f. *clavata*	Froid (1,5°C) Salinité de 31 à 34 ‰
Elphidium excavatum f. *clavata*	*Elphidium excavatum* f. *clavata* *Cassidulina reniforme* *Islandiella helenae* *Fursenkoina fusiformis*	Glaciomarin

Tableau 10-4. Cénozones de microfossiles du col de Cartwright.

1 : Palynozones (Jordan, 1975; Short et Nichols, 1977)		
Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
CS4	*Picea, Abies, Alnus, Abies*	Refroidissement néoglaciaire
CS3	*Picea*	Forêt boréale; optimum climatique
CS2	*Betula, Alnus*	Toundra arbustive
CS1	*Sphagnum, Betula*	Arctique
2 : Cénozones de dinokystes (Scott et al., 1984b)		
Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
CL	*Brigantedinium* *Multispinula minuta* *Leiosphaera* sp. A *Dubridinium*	Courant interne relativement froid du Labrador
CN	*Brigantedinium* *Operculodinium centrocarpum* *Nematosphaeropsis labyrinthea*	Relativement chaud, mélange accru avec les eaux extracôtières
CM	*Brigantedinium* *Multispinula minuta* *Leiosphaera* sp. A	Eau aractique froide, semblable à l'environnement actuel du nord de l'île de Baffin
3 : Cénozones de foraminifères		
Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
Nonionellina labradorica	*Nonionellina labradorica* *Nonionellina auriculata* *Islandiella helenae* *Globobulimina auriculata*	Courant externe du Labrador, refroidissement léger
Neogloboquadrina pachyderma	*Neogloboquadrina pachyderma* *Cassidulina reniforme* *Elphidium excavatum* f. *clavata*	Courant externe du Labrador
Elphidium excavatum f. *clavata*	*Elphidium excavatum* f. *clavata* *Nonionellina labradorica* *Cassidulina reniforme* *Nonionellina auriculata*	Proglaciaire

Tableau 10-5. Cénozones de microfossiles de la plate-forme sud-est de Baffin.

1 : Palynozones (Mudie et Short, 1985; Praeg et al., 1986)

Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
BIa	*Picea, Alnus, Betula*	Climat relativement doux, humide, avec toundra arbustive
BIb	*Pinus, Picea*	Refroidissement néoglaciaire et déclin de la toundra arbustive
BIc	*Alnus, Betula, Picea*	Optimum climatique (relativement chaud, humide)
BII	*Pinus, Picea, Betula*	Toundra du Haut-Arctique
BIII	*Pinus*, pollen d'espèces autres qu'arborescentes et palynomorphes pré-quaternaire remaniés	Glaciaire

2 : Cénozones de dinokystes (Mudie et Short, 1985; Praeg et al., 1986)

Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
BIa	*Multispinula minuta* *Brigantedinium* spp.	Eau de surface arctique froide
BIb	*Operculodinium centrocarpum* *Multispinula minuta* *Brigantedinium* spp.	Mélange d'eau arctique et subarctique
BIc	*Operculodinium centrocarpum* *Nematosphaeropsis labyrinthea*	Apport maximal d'eau subarctique
BII	Kyste de type P	Conditions arctiques glaciaires/périglaciaires

3 : Cénozones de foraminifères (Osterman, 1982; Praeg et al., 1986)

Zone	Caractéristiques de l'association	Paléoenvironnement
Cibicides lobatulus	*Cibicides lobatulus* et *Islandiella helenae*	Eau de surface arctique froide
Nonionellina labradorica	*Nonionellina labradorica*	Eaux subarctiques et arctiques - semblable à l'environnement actuel de la plate-forme du Labrador
Cassidulina reniforme et *Islandiella helenae*	*Cassidulina reniforme* *Islandiella helenae*	Zone à forte diversité, caractéristique du retrait glaciaire
Elphidium excavatum f. *clavata*	*Elphidium excavatum* f. *clavata*	Marge glaciaire
Cassidulina reniforme et *Islandiella helenae*	*Cassidulina reniforme* *Islandiella helenae* *Elphidium excavatum* f. *clavata*	Eaux de fonte froide

Sédiments glaciomarins

Les associations de microfossiles qui sont présentes dans les dépôts glaciomarins sont caractérisées principalement par une population sporadique à faible diversité des espèces; les palynomorphes quaternaires y sont souvent absents. Les tills de base sont dépourvus de fossiles ou ne contiennent que quelques rares fragments de foraminifères mal conservés qui ont probablement été redéposés et n'ont donc aucune signification paléoenvironnementale directe. Souvent, ces tills ne contiennent que des palynomorphes préquaternaires remaniés. Dans les milieux littoraux et sur les plates-formes, les sédiments proglaciaires contiennent normalement des associations à faible diversité composées de foraminifères benthiques, de dinokystes et de diatomées; habituellement, les populations fluctuent considérablement entre les divers niveaux d'échantillonnage. Les apports d'eau de fonte (par ex., à la limite des étages 1 et 2 de la stratigraphie isotopique de l'oxygène) sont également souvent marqués par des intervalles stériles, mais peuvent contenir quelques rares pollens. De bons exemples de ces séquences sont tirés de carottes provenant de la baie Notre-Dame (voir la fig. 10-35) (Mudie et Guilbault. 1982; Scott et al., 1984b) et de la plate-forme sud-est de Baffin (Osterman, 1982; Mudie et Short, 1985; Praeg et al., 1986). Dans les parties profondes de l'océan, les sédiments glaciaires contiennent normalement des volumes considérables de débris glaciels. Ces dépôts comportent souvent des foraminifères planctoniques, mais les autres microfossiles y sont généralement rares et les palynormorphes comprennent habituellement de nombreux taxons remaniés préquaternaires (Aksu et Mudie, 1985b; Mudie et Short, 1985). Les turbidites de profondeur, à grain fin, ne contiennent souvent que de rares lits peu épais de foraminifères planctoniques et de palynomorphes (Stow, 1977; Chough, 1978; Mudie et Short, 1985); or, certains de ces sédiments comportent aussi des quantités variables de foraminifères benthiques remaniés (Thomas, 1985).

Isotopes du carbone organique et de l'azote

A.E. Aksu

Les données sur les isotopes du carbone nous renseignent sur la source de la matière organique, à savoir si elle est marine ou terrestre et autotrophe ou hétérotrophe (Macko, 1983). De même, les données sur les isotopes de l'azote nous renseignent sur l'origine et l'évolution diagénétique de la matière organique sédimentaire. Les différences dans la composition des isotopes de l'azote sont fonction de la source de l'azote (Mariotti et al., 1983) et du fractionnement par la fixation de l'azote ou l'assimilation du nitrate (Peters et al., 1978; Macko et al., 1983). Ces différences permettent de délimiter divers milieux sédimentaires. À titre d'exemple de l'utilisation des isotopes du carbone, deux carottes provenant de la baie de Baffin présentent des variations dans les rapports des isotopes du carbone organique allant de −20 à −29 ‰, au cours des 250 000 dernières années (Lobsiger, 1979). Une comparaison des données sur les isotopes du carbone organique et des courbes des isotopes de l'oxygène (Aksu, 1983a) laisse croire qu'il existe une corrélation entre les compositions plus lourdes des isotopes du carbone et les interglaciaires, ce qui pourrait refléter l'existence d'eaux de surface plus chaudes dans la zone euphotique ou des apports accrus de matière organique marine. De même, les compositions légères des isotopes du carbone pourraient témoigner d'eaux de surface plus froides ou d'apports accrus de carbone organique terrestre. Ces tendances glaciaires-interglaciaires rappellent celles qui sont observées dans les sédiments quaternaires du golfe du Mexique (Rogers et Koons, 1969). Les études récentes des isotopes du carbone organique et de l'azote, menées dans les fjords de l'île de Baffin (Macko et al., 1985), ont tenté de reconnaître le mélange de matière organique marine et terrestre, de macrophytes marins et de produits de marais salants.

RÉGION SUD-EST DU CANADA

D.J.W. Piper et G.B. Fader

Plate-forme Néo-Écossaise et golfe du Maine

La géologie quaternaire des marges continentales du Canada est la mieux connue au large de la Nouvelle-Écosse (fig. 10-15), car la région est accessible et possède une longue histoire d'exploration des hydrocarbures; cette région est donc devenue une zone d'essai pour la mise en application de nouvelles méthodologies. Dès 1931, F.P. Shepard reconnaît l'origine glaciaire de bon nombre des sédiments trouvés sur la plate-forme continentale. Durant les années 60, L.H. King et ses collègues mettent au point des méthodes de cartographie systématique et d'interprétation des unités stratigraphiques acoustiques qui sont reconnues sur la plate-forme continentale; ces méthodes donnent lieu à la mise au point des dispositifs de sismique-réflexion Huntec à haute résolution remorqués en profondeur. Durant ces même années, D.J.G. Nota, D.H. Loring, D.J. Stanley et D.J.P. Swift examinent la sédimentologie des matériaux de surface sur la plate-forme et le talus continentaux. Les fluctuations du niveau marin, dont témoignent les plages soulevées et les indices de la submersion du même âge, font depuis longtemps l'objet d'études glaciaires dans les Provinces maritimes et mènent à l'étude des phases de bas niveau marin, au large de la côte. Dans la zone extracôtière, l'exploration et la production d'hydrocarbures encouragent les études géotechniques et acoustiques.

Milieu physiographique et répartition générale des sédiments quaternaires

Dans les Provinces maritimes, les dépôts pré-wisconsiniens d'âge tertiaire ou quaternaire sont extrêmement rares dans le domaine continental. Une série de surfaces d'érosion inclinées est reconnue dans la région atlantique canadienne (Grant, 1989); la plus ancienne date vraisemblablement du Crétacé (King, 1972), bien que les bilans sédimentaires (Mathews, 1975) fassent penser que la plupart d'entre elles datent de la fin du Tertiaire.

Des tills glaciaires d'épaisseur variée recouvrent une grande partie de la surface du continent, sauf dans les zones les plus élevées, comme le nord de l'île du Cap-Breton qui a pu ne pas être englacé au cours du Wisconsinien (Grant, 1989). Les marques d'écoulement glaciaire ont une orientation régionale sud-est (sauf dans l'ouest de Terre-Neuve, où l'écoulement semble avoir eu lieu vers le golfe du Saint-Laurent) et datent vraisemblablement du Wisconsinien précoce ou moyen. Durant le Wisconsinien tardif, la glace a dû se déplacer à partir de centres locaux; l'écoulement a été fortement influencé par l'ablation de la glace dans les zones marines de la côte actuelle (Grant, 1989).

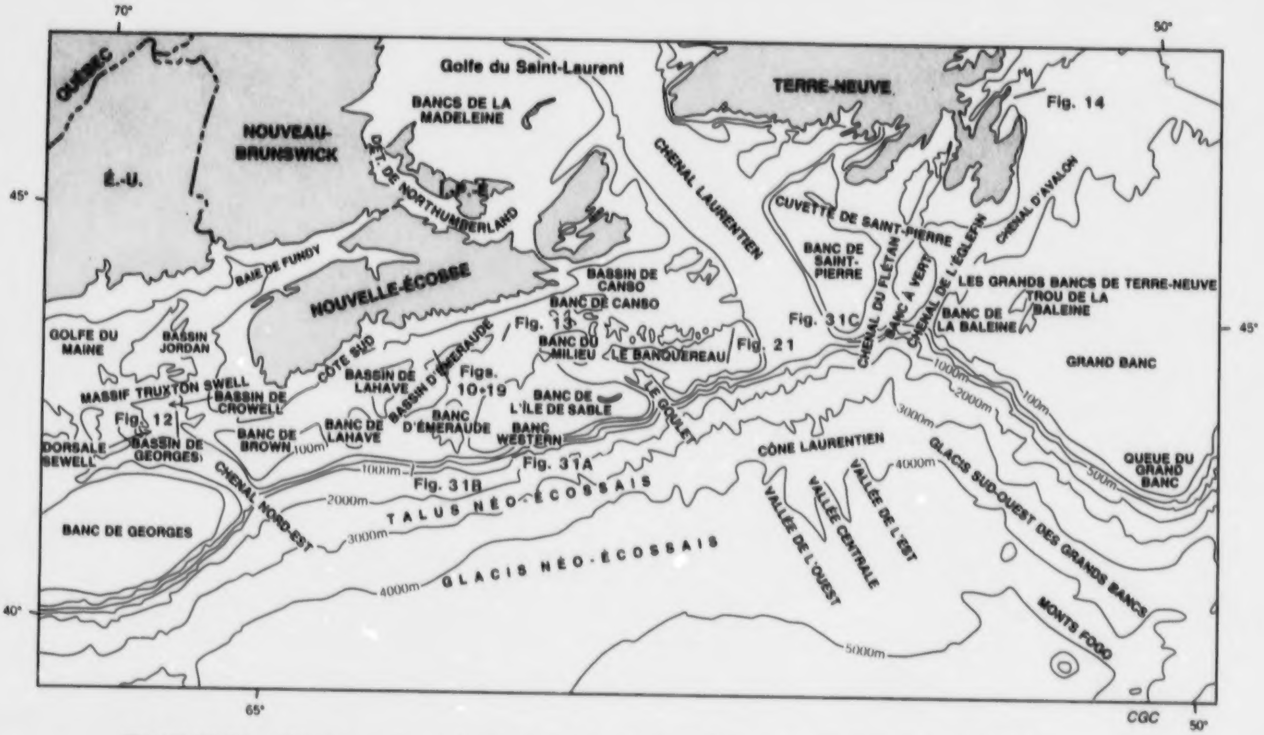


Figure 10-15. Marges continentales de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs. La position des coupes des figures 10-10, 10-12, 10-13, 10-14, 10-19, 10-21 et 10-31 est indiquée.

Les premiers chercheurs, tels que Johnson (1925), ont reconnu la similarité géomorphologique du banc de Georges ou des bancs externes de la plate-forme Néo-Écossaise et des cuestas de la plaine côtière de l'Atlantique, au sud. D'après Shepard (1930, 1931), les vallées sous-marines à parois verticales du chenal Laurentien et de la baie de Fundy ne sont pas le résultat de la fracturation, mais plutôt de l'érosion glaciaire. Le surcreusement des bassins, comme ceux du golfe du Maine et de la plate-forme Néo-Écossaise, serait également le produit de l'érosion glaciaire. Ces zones de plate-forme font nettement contraste avec celles qui sont présentes au-delà des limites glaciaires quaternaires plus loin au sud, au large de la côte Est des États-Unis, où la plate-forme s'approfondie régulièrement vers le large tout en étant coupée par des vallées reliques et des levées de plage submergées (Emery et Uchupi, 1973).

King et MacLean (1976) ont délimité trois grandes divisions physiographiques sur la plate-forme Néo-Écossaise. La plate-forme interne (fig. 10-16) s'incline doucement vers le large et son orientation globale est un prolongement des pénéplaines terrestres les plus proéminentes. À l'échelle de dizaines de mètres, elle est irrégulière et comporte des vallées et des bassins surcreusés qui sont largement contrôlés par le socle. Des structures similaires observées dans la zone continentale adjacente sont vraisemblablement le produit de l'érosion glaciaire différentielle du socle, processus au cours duquel le drainage sous-glaciaire a beaucoup contribué au développement des grands réseaux fluviaux (Piper et al., 1986). Toutefois, la conservation de la pénéplaine indique que l'érosion glaciaire n'a été importante qu'à l'échelle locale.

Sur la plate-forme médiane, des bassins profonds sont creusés dans les couches moins résistantes de la séquence mésozoïque-cénozoïque de la plate-forme continentale, près de l'endroit où ces couches sont en contact avec les strates paléozoïques résistantes de la plate-forme interne. Certains bassins, tels que le bassin de LaHave, se situent dans la trajectoire d'anciens courants glaciaires importants, et leur forme est attribuée à l'érosion glaciaire (King et al., 1974).

La plate-forme externe est parsemée de bancs peu profonds (qui dépassent le niveau marin à l'île de Sable), sur lesquels des couches tertiaires se trouvent souvent à faible profondeur. Toutefois, les zones externes de la partie sud-ouest du banc de Georges (Knott et Hoskins, 1968), du banc de l'île de Sable et du Banquereau semblent être de larges biseaux de sédiments quaternaires qui ont été mis en place sur une surface rocheuse tertiaire, à pendage sud. Cette surface se trouve à plus de 200 m sous le niveau marin, dans le sud du banc de l'île de Sable et sur le Banquereau, et à 70 m sur la marge sud-ouest du banc de Georges, au large du chenal Great South. Un réseau complexe de chenaux anastomosés et localement surcreusés entaille les sédiments tertiaires jusqu'à une profondeur de 550 m dans le banc de l'île de Sable et le Banquereau. Ces chenaux ressemblent à des ravins sous-glaciaires creusés par des eaux de fonte. Le biseau sédimentaire sus-jacent doit vraisemblablement sa forme à la mise en place de sédiments glaciomarins ou fluvioglaciaires qui ont été modifiés par des régressions et transgressions marines.

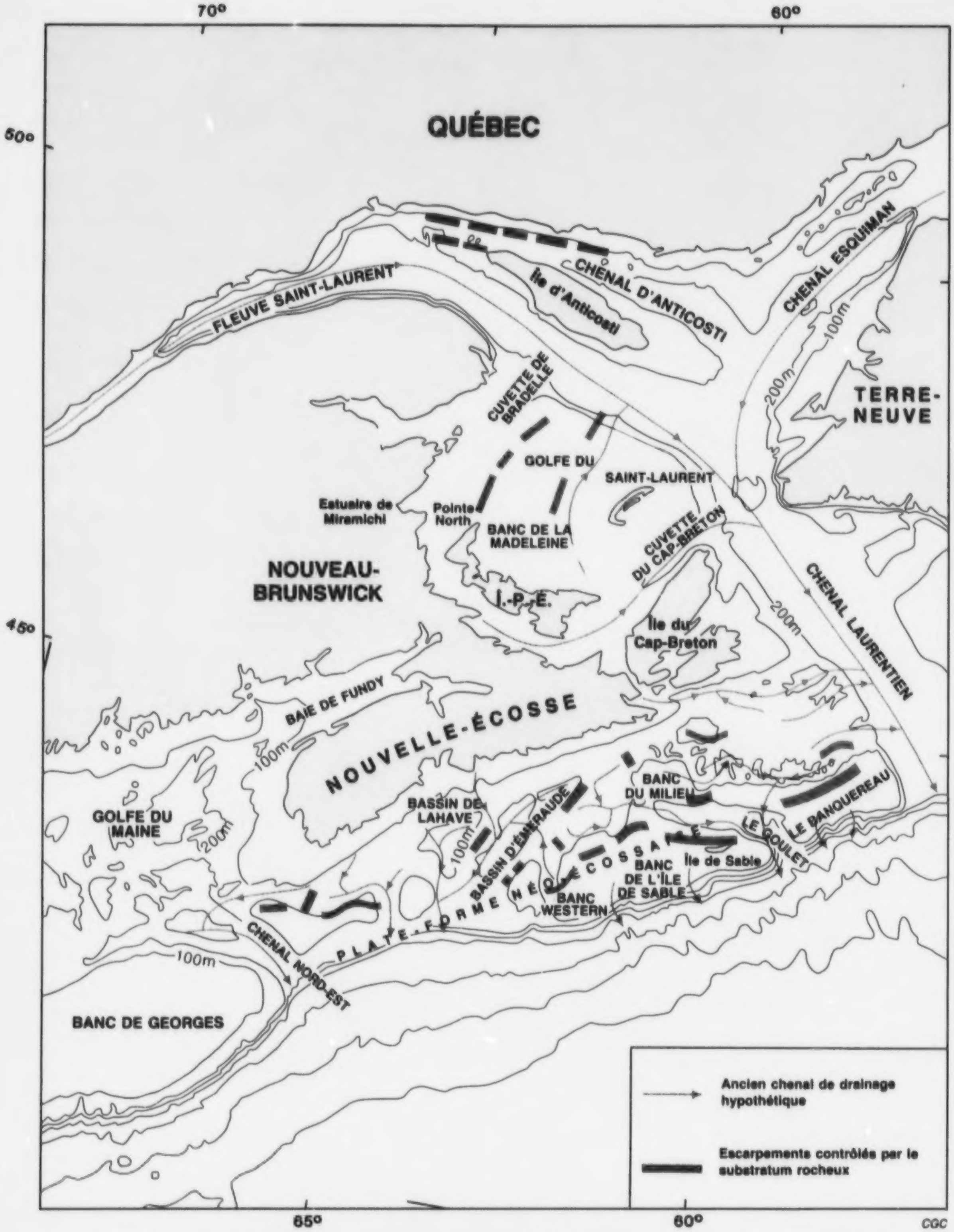


Figure 10-16. Formes fluviatiles reliques du Tertiaire tardif et du Pléistocène précoce, sur la plate-forme Néo-Écossaise et dans le golfe du Saint-Laurent (d'après King et al., 1974 et Loring et Nota, 1973).

La ligne formée par la limite externe des bancs est recoupée par des cuvettes transversales plates, larges et profondes, dont les plus importantes sont le chenal Nord-Est et le chenal Laurentien. Ces cuvettes transversales ne sont pas marquées par des échancrures majeures dans l'accore. Les profils de sismique-réflexion indiquent la présence, sous les cuvettes, de vestiges d'un ancien réseau hydrographique; la modification glaciaire subséquente a produit des parois raides et droites, des planchers plats et surcreusés et des vallées tributaires suspendues. D'autres vallées creusent les bancs externes de la partie est de la plate-forme Néo-Écossaise, notamment Le Goulet et les vallées de la marge nord du Banquereau; leurs profils horizontaux et transversaux sont beaucoup plus irréguliers que ceux des cuvettes transversales. D'après King et al. (1974), il s'agit de vallées fluviales qui se sont développées dans un terrain de cuestas (fig. 10-16); par contre, les vallées plus petites et plus irrégulières ont probablement été produites par l'érosion sous-glaciaire (R. Boyd, communication personnelle, 1985).

Des chenaux profonds, comblés de sédiments, recoupent les couches tertiaires à plusieurs endroits sur le talus continental et la plate-forme externe, notamment sur le Banquereau et le banc de l'île de Sable et entre le banc Western et le banc d'Émeraude (où l'érosion a enlevé environ 1,5 km de matériaux - Barss et al., 1979). La profondeur considérable de ces chenaux fait penser qu'ils sont le résultat d'un processus largement sous-marin impliquant l'érosion régressive de canyons sous-marins; le Goulet pourrait représenté une structure analogue, non comblée de sédiments. Certains de ces chenaux semblent prolonger les chenaux anastomosés qui entaillent le substratum rocheux tertiaire des bancs externes; ils pourraient donc être en partie le résultat de l'érosion par des eaux de fonte sous-glaciaires. Cependant, ils pourraient aussi être un produit de l'érosion glaciaire. Leur âge est incertain; toutefois, ils recoupent des couches pliocènes, et l'épaisseur considérable de sédiments qu'ils contiennent font penser qu'ils datent essentiellement du Pliocène tardif ou du Pléistocène précoce.

Lithostratigraphie

Stratotype de la plate-forme Néo-Écossaise

King (1970) a défini la lithostratigraphie quaternaire de la plate-forme Néo-Écossaise en se fondant principalement sur des données acoustiques et des échantillons de faible profondeur (figure 10-17 et tableau 10-6). Ce schéma stratigraphique a ensuite été utilisé dans le golfe du Maine (Fader et al., 1977; Fader, 1984) et sur les Grands Bancs (Fader et al., 1982). Diverses coupes lithostratigraphiques ont été observées dans la zone côtière et sur les parties externes du banc de l'île de Sable et du Banquereau. La présente section décrit le stratotype et ses variations régionales.

Le Drift de Scotian Shelf recouvre le substratum rocheux sur une grande partie de la plate-forme (fig. 10-12, 10-13); il est interprété comme étant un till déposé par des glaces ancrées (King et Fader, 1986). Il est peu épais en eau peu profonde, où il a été érodé au cours de la transgression du Pléistocène tardif à l'Holocène; ailleurs sur la plate-forme, son épaisseur maximale est de 200 m. Il est présent sur la plupart des bancs externes et à des profondeurs d'eau de 500 m sur le talus continental supérieur. Toutefois, sa présence est très limitée dans les parties externes du Banquereau et du banc de l'île de Sable. Dans cette région, les sondages ont recoupé ce qui pourrait être des diamictes.

Très peu d'échantillons pénètrent plus que quelques dizaines de centimètres dans la partie supérieure du Drift de Scotian Shelf. Leur granulométrie est très variée (fig. 10-18) et va d'un sable graveleux avec une faible quantité de boue à des boues contenant une faible quantité de sable et gravier. La surface du till a été profondément râclée par des icebergs, et les sédiments ainsi érodés ont été triés et redéposés. Très peu d'échantillons permettent une comparaison systématique des lithologies du Drift de Scotian Shelf et des tills terrestres. Toutefois, sur la plate-forme Néo-Écossaise et le talus supérieur, la présence étendue du Basalte de North Mountain et de clastes de grès et de siltstone rouges porte à croire que certaines parties du Drift de Scotian Shelf peuvent être mises en corrélation avec le Till de Red Head, qui est observé dans le domaine continental (Grant, 1989).

Le Silt d'Emerald est interdigité avec le Drift de Scotian Shelf et lui est sus-jacent. Il s'agit d'un silt mal trié, mais qui présente une bonne stratification acoustique. King et Fader (1986) y ont reconnu deux faciès acoustiques principaux (fig. 10-19). Le faciès A produit des réflexions cohérentes et continues, d'amplitude élevée, qui épousent l'allure générale du till sous-jacent et moulent ses irrégularités. Sur le fond des bassins, le contact avec le Drift de Scotian Shelf est marqué par la présence de moraines de désancrage; en bordure des marges, le faciès A du Silt d'Emerald est interdigité avec des langues de till. Ce faciès est recouvert (en discordance aux marges des bassins) par le faciès B du Silt d'Emerald, qui produit des réflexions cohérentes continues, localement conformes, d'amplitude moyenne ou faible. Toutefois, dans la partie supérieure de la coupe, le faciès B est plus confiné et présente des biseaux d'aggradation le long des parois du bassin. Des réflexions hyperboliques de source ponctuelle sont produites (probablement par de gros blocs) dans les deux faciès, mais semblent être plus fréquentes dans le faciès B (fig. 10-10). Le faciès A se compose de boue et de bandes alternées bien marquées de boue silteuse et de boue argileuse, dont l'épaisseur varie de 1 à 3 cm, et de quantités mineures de sables et graviers dispersés. Les foraminifères y sont rares (10-100/g) et comprennent exclusivement l'espèce *Elphidium excavatum*. Le faciès B a une composition globale similaire, mais les bandes sont moins marquées et il contient des lamines silteuses et présente des traces de bioturbation et de pyritisation. Il contient également des coquilles de mollusques et des foraminifères dont l'abondance et la diversité augmentent vers le haut.

Dans les bassins de la plate-forme, le Silt d'Emerald repose sous l'Argile de LaHave, une boue post-glaciaire acoustiquement transparente dont l'épaisseur peut atteindre 30 m et qui dérive du remaniement de sédiments glaciaires durant la transgression holocène. L'Argile de LaHave est confinée par rapport à la subsurface. Elle se compose de boue bioturbée gris olive qui devient plus silteuse à mesure qu'on s'approche des marges des bassins, où la présence de lits granoclassés corrélatifs porte à croire qu'une grande partie des sédiments ont été déposés sporadiquement au cours de tempêtes (Kontopoulos et Piper, 1982a).

Aux marges des bassins, le Drift de Scotian Shelf et le Silt d'Emerald ont été tronqués par l'érosion à des profondeurs d'eau de 100 à 135 m (fig. 11, 12, 29, 31 de King et Fader, 1986); ils sont recouverts d'une unité de sable boueux (Sable de Sambro), en eau profonde, et de sables et graviers triés (Sables et Graviers de Sable Island), en eau peu profonde (fig. 10-18). L'Argile de LaHave forme une séquence à biseaux d'aggradation sur cette discordance. Les Sables et Graviers de Sable Island sont le produit du remaniement de sédiments glaciaires plus anciens au cours de la transgression holocène. Des faciès similaires se trouvent également en eau profonde, là où les courants actuels sont intenses. Le Sable de Sambro représente un remaniement ou une sédimentation sublittorale contemporaine ou relique.

Banc de l'île de Sable et Le Banquereau

Dans une grande partie du sud du Banc de l'île de Sable et du Banquereau, les sédiments quaternaires sont beaucoup plus épais (de 100 à 200 m) qu'ailleurs sur les bancs externes. Ils recouvrent des sédiments tertiaires à stratification normale et à pendage sud. La limite entre les sédiments « quaternaires » et la Formation de Banquereau d'âge tertiaire (voir le chapitre 3) est mal délimitée biostratigraphiquement, mais elle est marquée par une discordance d'érosion que recoupe un réseau de chenaux (fig. 10-20a) dont la profondeur va jusqu'à 550 m sous le niveau marin actuel (R. Boyd, communication personnelle, 1985). Il existe une deuxième discordance étendue (1 à la fig. 10-21), en général à des profondeurs de 60 à 70 m sous le niveau marin, sur une grande partie du banc de l'île de Sable et

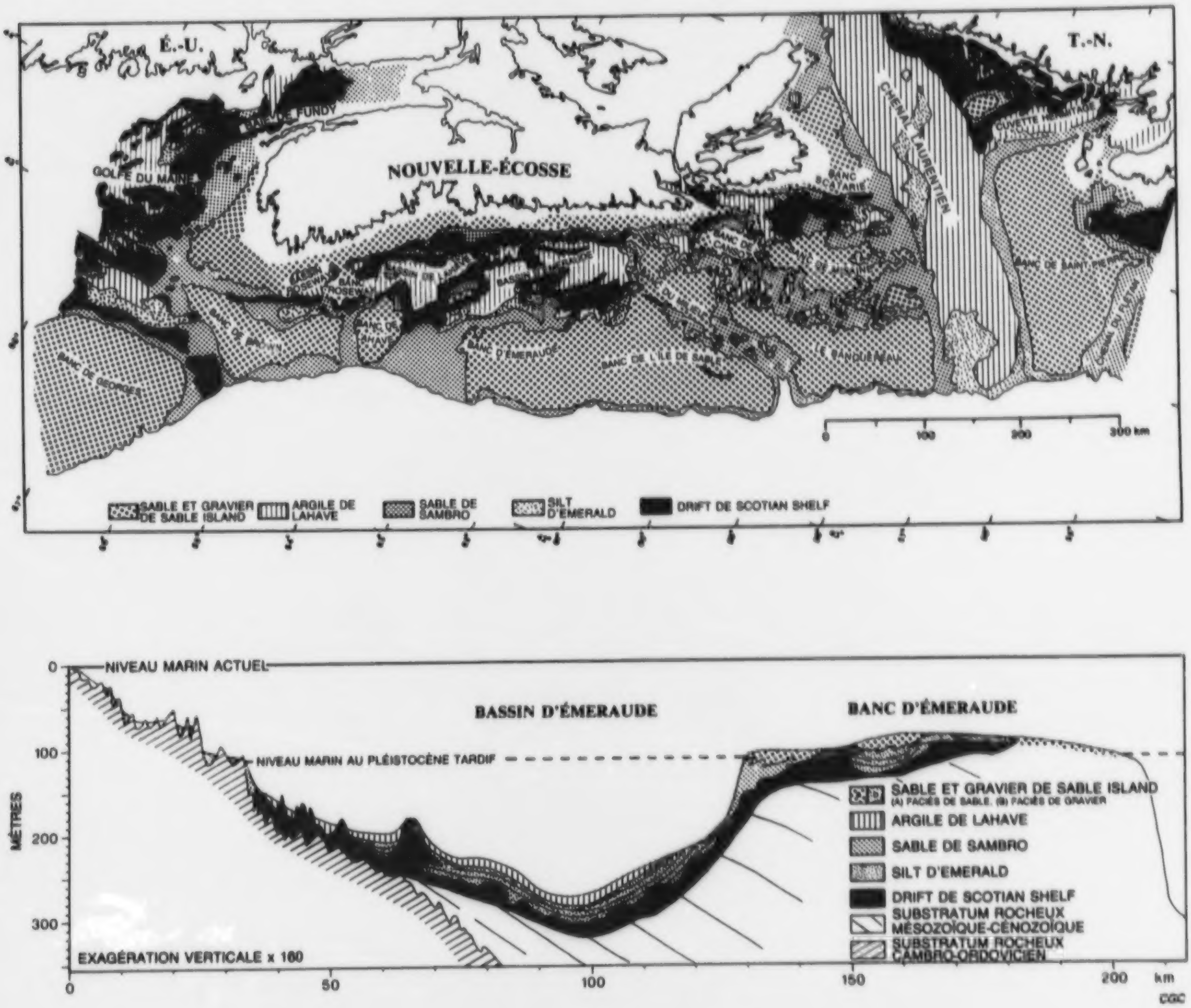


Figure 10-17. (a) Géologie de surface de la plate-forme Néo-Écossaise (tiré de King et Fader, 1986). (b) Coupe schématique nord-ouest-sud-est de la répartition des formations de sédiments de surface, dans le bassin d'Émeraude et sur le banc d'Émeraude.

du Banquereau (R. Boyd, communication personnelle, 1985; Amos et Knoll, 1987); elle affleure aux marges des bancs, à une profondeur d'eau d'environ 110 m. La surface définie par cette discordance présente des chenaux peu profonds comblés de graviers et de sables, et a été mise en corrélation avec le bas niveau marin du Wisconsinien tardif et la transgression ultérieure. Les données acoustiques et les carottes indiquent que les Sables et Graviers de Sable Island de King (1970) reposent sur cette discordance. Au large des côtes, des crêtes de sable complexes et des crêtes infratidales reliées les unes aux autres (fig. 10-21) ont été érigées par endroits dans la partie supérieure de cette formation.

Amos et Knoll (1987) ont reconnu une réflexion importante plus profonde (2 à la fig. 10-21), qui se situe généralement à 20 m sous le réflecteur 1 et qui est recoupée localement par des structures en forme de chenaux. La séquence située au-dessus du réflecteur 2 se compose de couches alternées de silts et de boues et semble être un faciès grossier du Silt d'Emerald. Des carottes n'ont été prélevées que dans les 15 m supérieurs de la coupe trouvée sous le réflecteur 2 : des graviers, des sables et ce qui pourrait être des diamictes reposent sur des sables. Toute la séquence échantillonnée sous le réflecteur 2 contient des fragments de coquilles. Sur le Banquereau, la partie inférieure, non échantillonnée, de la coupe « quaternaire » a 80 m d'épaisseur et est stratifiée acoustiquement.

Sur la marge est du banc de l'île de Sable, R. Boyd (communication personnelle, 1986) a relevé un contact entre le Silt d'Emerald dans les eaux plus profondes du Goulet et le till présent sur les flancs moins profonds du banc de l'île de Sable. Le till semble être interdigité latéralement avec des sédiments d'épandage fluvioglaciaire, ce qui fait penser qu'au cours du Wisconsinien, une langue de glace a occupé le Goulet, mais que le banc de l'île de Sable n'a pas été englacé.

Golfe du Maine et banc de Georges

Dans le golfe du Maine, les matériaux glaciaires les plus épais se trouvent dans le bassin de Georges, le chenal Nord-Est et le chenal Great South. Le banc de Georges semble être un vestige d'une cuesta tertiaire, et des roches tertiaires sont présentes à moins de 10 m sous le fond marin et affleurent localement. Le chenal Nord-Est et le chenal Great South sont des cuvettes tranversales qui ont été surcreusées par des glaciers.

Le Drift de Scotian Shelf est présent dans la subsurface du banc de Brown, du bassin de Georges, du chenal Nord-Est, de la dorsale Sewell, du massif Truxton Swell et des approches de la baie de Fundy (fig. 10-15); son épaisseur varie jusqu'à 140 m. Dans le chenal Nord-Est, les tills forment la Moraine de Browns et peuvent être retracés jusqu'aux langues de till situées à l'accore. Ils sont stratigraphiquement sous-jacents aux langues de till de la Moraine de Fundian, au nord du bassin de Georges. Les deux réseaux morainiques sont des moraines sous-glaciaires de ligne d'ancrage et ressemblent aux moraines de la plate-forme Néo-Écossaise; ils sont séparés par des dépôts peu épais du faciès A du Silt d'Emerald, et en sont recouverts. Au nord de la Moraine de Fundian, une section épaisse du faciès B du Silt d'Emerald repose sur une couche mince du faciès A, qui est associée à l'avancée glaciaire du Wisconsinien tardif qui a formé la Moraine de Truxton, sur le massif Truxton Swell.

Le chenal Great South semble être partiellement comblé de sédiments stratifiés d'origine vraisemblablement proglaciaire. En se fondant sur la répartition des graviers sur le banc de Georges (Pratt et Schlee, 1969), Schlee (1973) a proposé que des glaciers n'ont recouvert que la marge septentrionale du banc de Georges. Des profils de sismique-réflexion à haute résolution ne sont disponibles que pour la partie nord-est du banc; ils indiquent la présence de petites zones de dépôts glaciomarins et de dépôts ressemblant à du till, près de l'accore, sur la partie est du banc.

Les profils de sismique-réflexion (Knott et Hoskins, 1968) révèlent la présence de formes glaciotectoniques sur la plate-forme continentale, au large de la Nouvelle-Angleterre; ces formes ressemblent à celles qui sont observées à terre dans les moraines de l'île Long Island et témoignent d'une avancée glaciaire d'au moins 30 km qui a eu lieu au large du grand réseau morainique qui s'étend de l'île Long Island à travers l'île Block, l'île Martha's Vineyard et l'île Nantucket. Dans l'île Martha's Vineyard, des feuilles trouvées dans de l'argile située stratigraphiquement sous le till datent de 15,3 ka (Kaye, 1964). Du till récupéré dans des carottes provenant du chenal Great South, à 41°N, date du Wisconsinien tardif (Bothner et Spiker, 1980). Oldale et Eskenasy (1983) ont échantillonné des tills et des sédiments marins interstratifiés de l'île Nantucket; ils les ont interprétés comme représentant des dépôts des glaciations de l'Illinoien et du Wisconsinien.

La phase de bas niveau marin du Wisconsinien tardif semble avoir atteint une profondeur de 110 m, autour du banc de Georges; les sédiments graveleux et sableux des zones peu profondes du banc ont une répartition complexe, avec localement des figures sédimentaires de fond proéminentes (Amos et King, 1984) (voir le chapitre 11). L'Argile de LaHave n'est observée que dans les bassins de Georges, de Crowell et Jordan.

Zone littorale

Dans la région de la Nouvelle-Écosse, la lithostratigraphie littorale la plus complète a été observée à proximité de Lunenburg, sur la côte sud de la province (Piper et al., 1986). Une nappe de till discontinue (le till « récent »), qui date vraisemblablement du Wisconsinien tardif, peut être retracée sur environ 5 km au large des côtes. Au-delà de cette distance, les profils acoustiques montrent une séquence sédimentaire complexe (fig. 10-22) qui repose sur un till disséqué, plus vieux (le till « ancien »); ce dernier a été mis en corrélation avec le Drift de Scotian Shelf, du Wisconsinien moyen, sur la plate-forme continentale[1]. Les sédiments les plus anciens qui reposent sur le till « ancien » sont acoustiquement transparents et moulent la surface du till. Les carottes révèlent qu'ils se composent d'une séquence positive de graviers, de sables et de boues laminées, qui a été mise en place dans un milieu proglaciaire. Ils sont sous-jacents à des sédiments acoustiquement stratifiés qui comblent généralement les dépressions et peuvent comporter des sables et graviers qui passent latéralement vers le nord au till « récent ». Une discordance majeure située au-dessus de ces sédiments stratifiés a probablement été produite par l'aplanissement de la côte, après la baisse du niveau marin au Wisconsinien tardif; l'avancée glaciaire qui a mis en place le till « récent » pour-

[1] Voir l'addenda

Tableau 10-6. Lithostratigraphie quaternaire de la plate-forme Néo-Écossaise (modifiée d'après King et Fader, 1986, tableau 1).

Formation	Lithologie et distribution	Épaisseur	Caractère acoustique	Origine
Argile de LaHave	Argile silteuse brun grisâtre, plastique, passant à du silt argileux, observée principalement dans les bassins et dépressions de la plate-forme continentale.	0-70 m	Généralement transparente, sans réflexions. Quelques réflexions cohérentes, faibles et continues, reconnues à la base de la séquence et devenant plus intenses dans le faciès sableux littoral.	Fraction fine issue du vannage des sédiments glaciaires sur les bancs et transportées jusqu'aux bassins. Équivalent chronologique des Sables et Graviers de Sable Island et du Sable de Sambro présents sur les bancs.
Sables et Graviers de Sable Island	Sables fins à grossiers bien triés, passant à des graviers subarrondis ou arrondis. Ils reposent en discordance sur le Silt d'Emerald et le Drift de Scotian Shelf, à des profondeurs d'eau de moins de 120 m.	0-50 m, généralement un placage	Fond marin très réfléchissant. Réflexions généralement étroitement espacées, continues et cohérentes, lorsque l'épaisseur du dépôt est suffisante pour en permettre la résolution.	Dérivés du Silt d'Emerald et du Drift de Scotian Shelf, grâce au remaniement durant la transgression holocène. Ils sont un équivalent chronologique de l'Argile de LaHave présente dans les bassins.
Sable de Sambro	Sable silteux passant localement à du sable graveleux et à du sable bien trié.	0-20 m, généralement un placage	Semblable aux Sables et Graviers de Sable Island.	Déposé dans un milieu sublittoral, par rapport au niveau marin de -120 m, du Wisconsinien tardif. Équivalent chronologique de la base de l'Argile de LaHave et de la partie supérieure du faciès B du Silt d'Emerald.
Silt d'Emerald - faciès C	Mal échantillonné	0-100 m	Réflexions cohérentes discontinues; transition entre le faciès A du Silt d'Emerald et le till glaciaire.	Déposé le long d'une ligne d'ancrage.
Silt d'Emerald - faciès B	Silt sableux et argileux mal trié, brun grisâtre foncé, avec un peu de gravier. Stratification rythmique mal développée.	0-40 m	Réflexions cohérentes continues, d'amplitude moyenne à faible, avec un style sédimentaire relativement confiné.	Sédimentation proglaciaire.
Silt d'Emerald - faciès A	Silt argileux et sableux mal trié, brun grisâtre foncé, avec un peu de gravier. Stratification rythmique bien développée.	0-100 m	Réflexions cohérentes continues, d'amplitude élevée, qui épousent les irrégularités du substratum rocheux.	Déposé sous une plate-forme glaciaire. Équivalent chronologique du Drift de Scotian Shelf.
Drift de Scotian Shelf	Till glaciaire cohésif, brun grisâtre très foncé, composé d'argile sableuse mal triée et de silt avec des quantités variables de gravier.	0-100 m	Réflexions incohérentes, parfois avec des réflexions sporadiques de source ponctuelle.	Mis en place à partir d'une nappe glaciaire ancrée.

Tableau 10-7. Synthèse de la corrélation stratigraphique des sédiments quaternaires des plates-formes continentales au large de la côte Est.

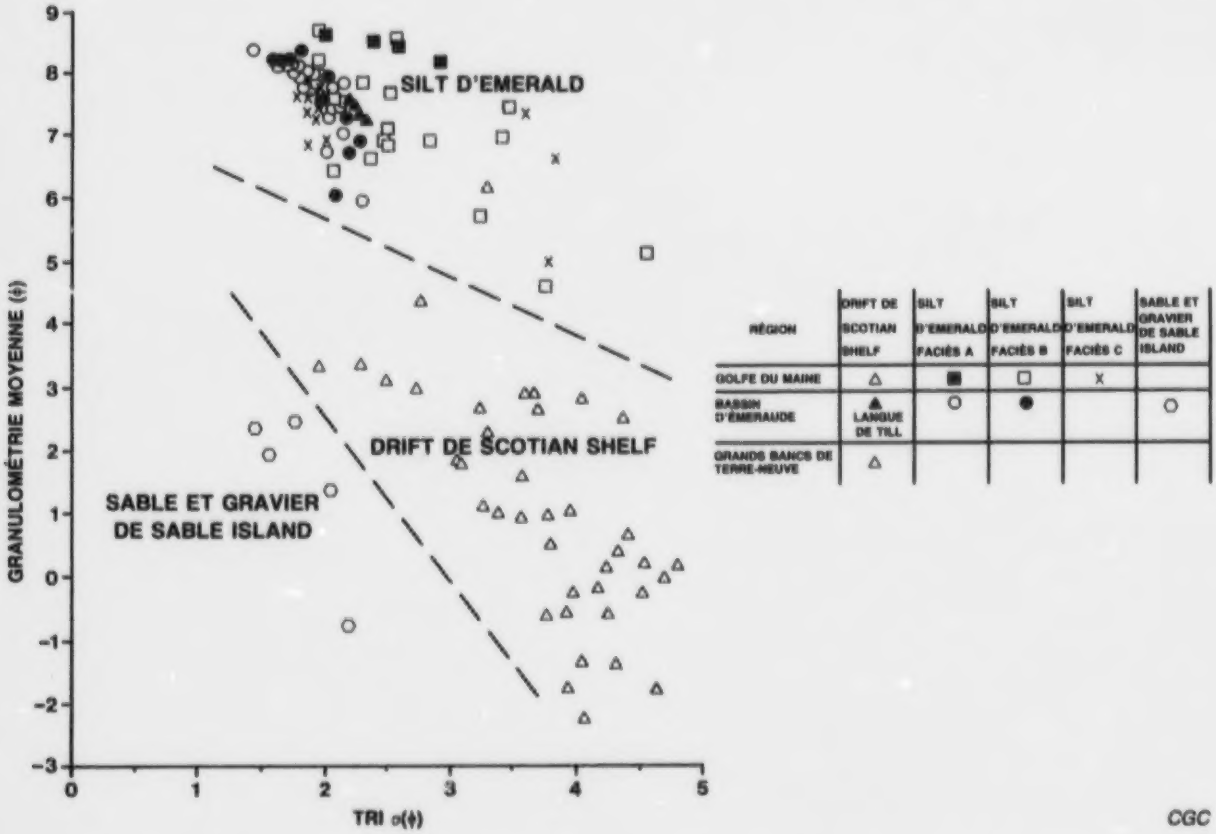
Région	Sédiments fortement influencés par les nappes glaciaires			Sédiments peu ou pas influencés par les nappes glaciaires	
	Lithologie et épaisseur				
	Till glaciaire	Silts glaciomarins mal triés	Sables et graviers boueux	Boues de bassin (peuvent contenir des débris glaciels à haute latitude)	Sables et graviers
Golfe du Maine Baie de Fundy Plate-forme Néo-Écossaise	Drift de Scotian Shelf <100 m	Silt d'Emerald <140 m	Sable de Sambro <20 m, généralement un placage	Argile de LaHave <70 m	Sables et Graviers de Sable Island <60 m, généralement un placage
Détroit de Northumberland	Drift de Pomquet <40 m	Boue de Malagash 15 m Sédiment de Henry Island <80 m	Sables et Graviers de Buchtouche (à des profondeurs d'eau de 60 à 80 m) <10 m, généralement un placage	Boue de Pugwash <20 m	Sable d'Egmont Sables et Graviers de Buchtouche (à des profondeurs d'eau de 60 à 80 m) <35 m
Golfe du Saint-Laurent	FORMATIONS NON DÉNOMMÉES				
Grands Bancs de Terre-Neuve	Drift de Grand Banks <60 m	Silt de Downing <90 m	Sable d'Adolphus <10 m, généralement un placage	Argile de Placentia <30 m	Sables et Graviers de Grand Banks <20 m, généralement un placage
Plate-forme nord-est de Terre-Neuve	FORMATIONS NON DÉNOMMÉES				
Plate-forme du Labrador	Drift de Labrador Shelf <300 m	Silt de Qeovik <50 m	Sables et Graviers de Sioraq <10 m, généralement un placage	Argile de Makkaq <30 m	
Plate-forme sud-est de Baffin	Drift de Baffin Shelf <300 m	Silt de Davis Strait <70 m		Silts et Argiles de Tiniktartuq <10 m	Résidu de déflation de Resolution Island <50 cm
Plate-forme nord-est de Baffin	Drift de Baffin Shelf <50 m	Silt de Davis Strait <10 m		Silts et Argiles de Tiniktartuq	Sables et Graviers de Cape Aston <5 m
Âge	Presque tous ces sédiments datent du Wisconsinien moyen. Il existe probablement des tills plus anciens sur les plates-formes du Labrador et de Baffin et sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve.	Wisconsinien moyen à tardif (localement, tout début de l'Holocène).	Au large de la côte sud-est du Canada, dépôts sublittoraux du Wisconsinien tardif	Toute fin du Wisconsinien à Holocène	

rait être reliée à cette baisse du niveau marin. Des sédiments acoustiquement stratifiés présents au-dessus de la discordance se composent de graviers et de sables qui passent vers le haut à des boues laminées et qui se sont déposés dans un milieu juxtaglaciaire, à mesure que la glace du Wisconsinien tardif s'est retirée et que le niveau marin a monté. Plus tard, des sables et boues holocènes se sont accumulés dans les bassins. Les indicateurs du niveau marin font penser que le niveau relatif a monté d'environ 35 m au cours des 11 000 dernières années. Scott et Medioli (1982) ont proposé l'existence d'une phase de hautes eaux à −27 m, au cours du Wisconsinien tardif; toutefois, ailleurs sur la côte atlantique, Piper et al. (1986) ont trouvé très peu d'indices d'une phase de hautes eaux au Wisconsinien tardif, et ils rapportent au Wisconsinien moyen les anciens sédiments marins d'eau peu profonde observés à cette altitude.

Boyd et ses collègues (Boyd et Penland, 1984; Hall, 1985) ont examiné en détail les sédiments holocènes présents à l'est de Halifax (côte est). Durant l'Holocène, l'érosion de drumlins qui a accompagné le retrait de la côte a fourni des volumes considérables de sédiments à la zone côtière, ce qui a provoqué la progradation des complexes de cordons littoraux. Plus tard, à mesure de l'épuisement des sources de sédiments, la montée du niveau marin a causé le débordement et la rupture des cordons.

Des études locales de séquences de sédiments de l'Holocène et du Wisconsinien tardif ont été menées à proximité du havre Country (Hopkins, 1985), dans la baie Chedabucto (MacLean et al., 1976) et au large du sud-est de l'île du Cap-Breton (Wang et Piper, 1982). Elles indiquent qu'à ces endroits, l'évolution des sédiments a été similaire à celle qui est déduite pour les côtes sud et est.

Dans le bassin des Mines et la partie est de la baie de Fundy, des sédiments glaciaires reposent sur une surface rocheuse qui a été creusée par des chenaux jusqu'à une profondeur de 60 m sous le niveau marin actuel (Dames et Moore, 1968; Swift et Lyall, 1968). Cette surface est recouverte de tills glaciaires et d'une séquence épaisse de sables et silts proglaciaires. La partie supérieure de la séquence proglaciaire peut être retracée jusque dans des deltas soulevés du Wisconsinien tardif, sur le côté nord du bassin des Mines (Swift et Borns, 1967); ces deltas datent d'environ 14 ka. La présence de sédiments postglaciaires



CGC

Figure 10-18. Caractéristiques texturales des faciès de sédiments de la plate-forme Néo-Écossaise et du golfe du Maine (d'après King et Fader, 1986). Les échantillons de till (Drift de Scotian Shelf) sont très mal triés. Les échantillons recueillis dans la langue de till du bassin d'Émeraude, se situent dans le champ du Silt d'Emerald, tout comme les échantillons des faciès A et B prélevés dans la même région. Des échantillons représentatifs des Sables et Graviers de Sable Island, qui sont mieux triés, y sont également indiqués à des fins de comparaison.

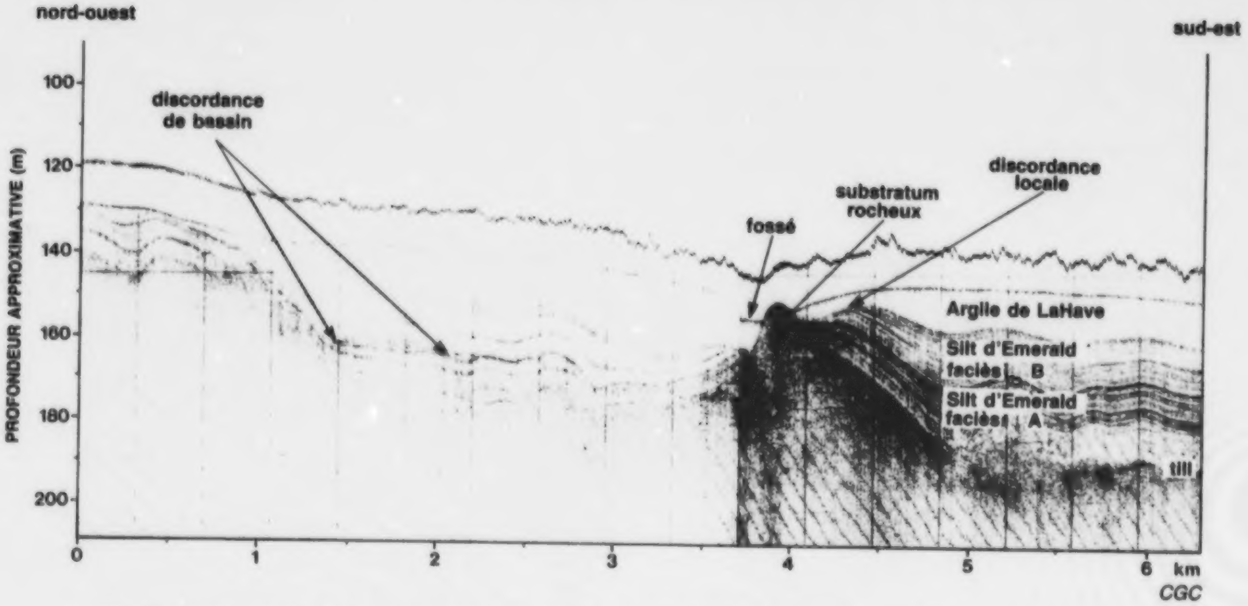


Figure 10-19. Profil de sismique-réflexion obtenu au moyen d'un dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur et montrant les faciès du Silt d'Emerald (d'après King et Fader, 1986). Une discordance de bassin est observée près du sommet du faciès A du Silt d'Emerald; à 1,5 km le long du profil, elle coupe des réflexions cohérentes continues. À de nombreux endroits, elle présente plutôt une relation de disconformité. À remarquer le fossé qui entoure la hauteur du substratum rocheux. Ces structures abondent et résultent vraisemblablement de la combinaison de taux de sédimentation moins élevés et de l'érosion produite par des courants de fond. La position du profil est indiquée à la figure 10-15.

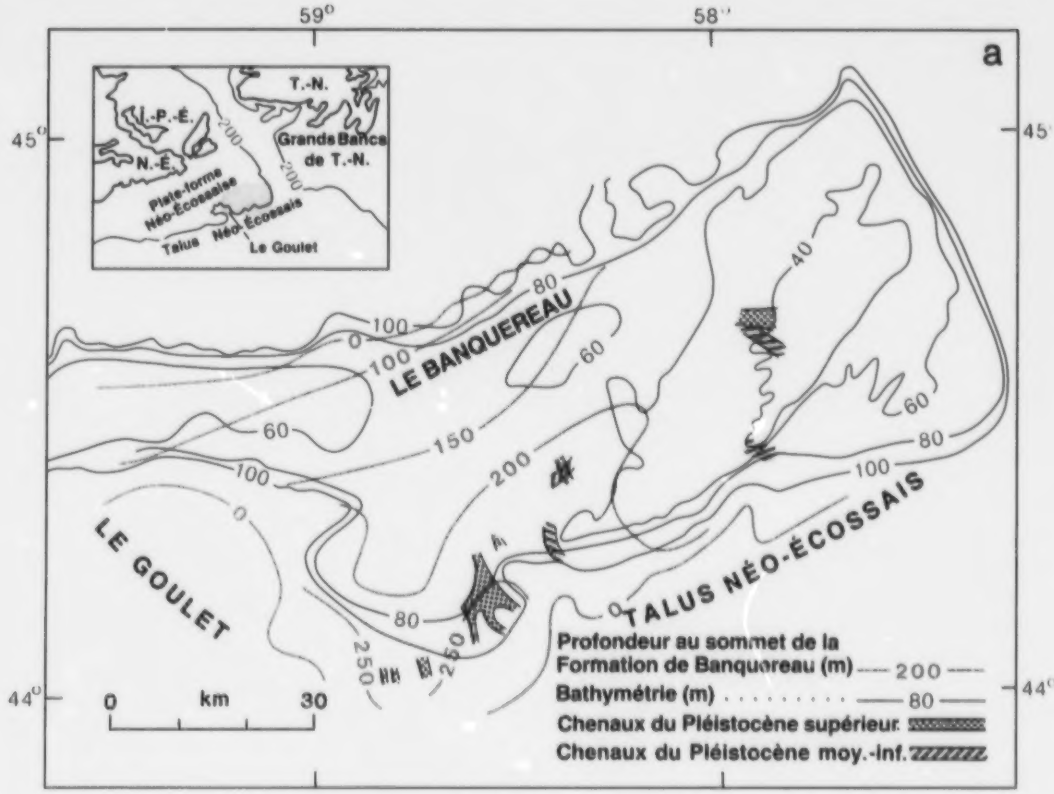
indique que le bassin des Mines est devenu un bassin tidal il y a environ 6 300 ans (Amos, 1978); l'amplitude de la marée a augmenté progressivement depuis (Scott et Greenberg, 1983).

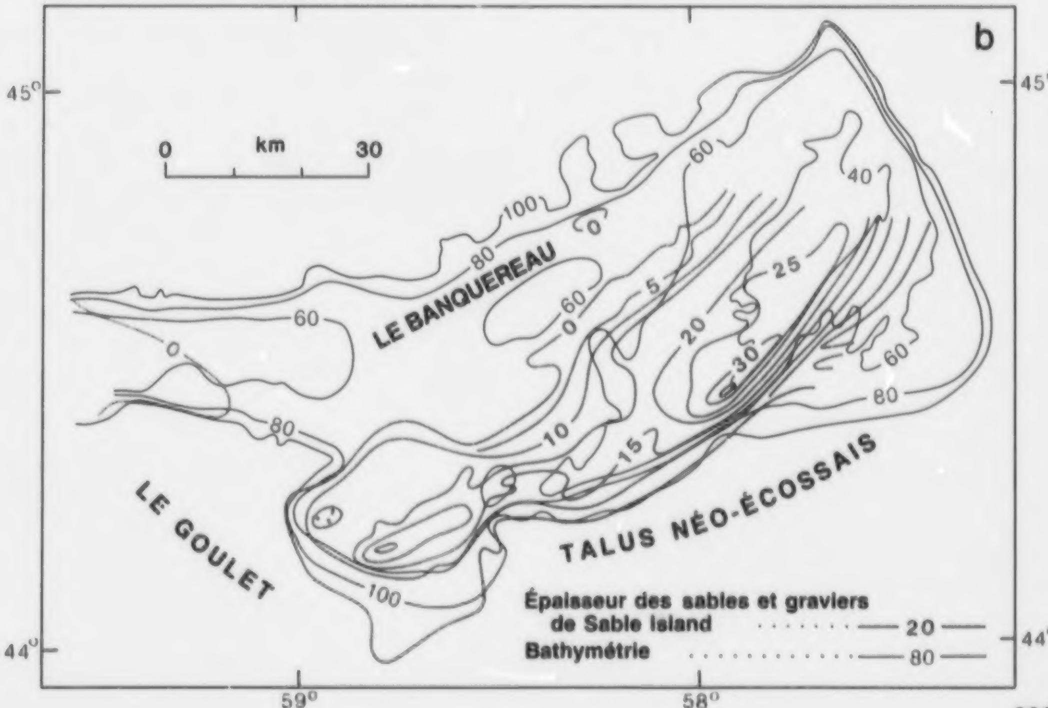
Chronologie quaternaire de la plate-forme Néo-Écossaise

L'âge de la discordance qui sépare les formations « quaternaires » de la Formation de Banquereau, sur la plate-forme Néo-Écossaise, n'est pas bien défini. Hardy (1975) a reconnu la limite plio-pléistocène à 262 m sous le fond marin, dans le puits Sable Island C-67; cette limite semble se situer sous la discordance (R. Boyd, communication personnelle, 1985). Dans le puits Triumph P-50, Gradstein et Agterberg (1982) ont identifié la limite du Pliocène précoce-tardif à environ 420 m sous le fond, mais ils n'y ont pas reconnu de limite plio-pléistocène. Dans le puits Acadia K-62, sur la partie supérieure du talus Néo-Écossais, la base du Quaternaire a été reconnue au moyen de foraminifères et indique que la phase principale de creusement des canyons, qui sont vraisemblablement corrélatifs des grands chenaux observés sur la surface de discordance de la plate-forme Néo-Écossaise, date du Pliocène tardif et du Pléistocène précoce (Piper et al., 1987).

Dans les coupes continentales le long de la côte, Grant (1989) a reconnu une plage soulevée qui date probablement du Sangamonien (étage 5e); en revanche, aucun sédiment pré-wisconsinien du Pléistocène moyen à supérieur n'a été daté sur la plate-forme Néo-Écossaise.

La chronologie du Quaternaire tardif de la plate-forme Néo-Écossaise est fondée sur des corrélations biostratigraphiques et des datations au radiocarbone. Des cénozones écostratigraphiques de foraminifères, de kystes de dinoflagellés et de pollens ont été établies pour le Silt d'Emerald et "Argile de LaHave, dans les bassins d'Émeraude et de Canso, et pour l'équivalent côtier de ces formations, dans le bassin de Bedford (tableau 10-2). La chronologie pollinique des sédiments postglaciaires de ces trois bassins sert de cadre stratigraphique pour les autres limites zonales (fig. 10-5). La chronologie pollinique des bassins marins se fonde sur une corrélation avec les données palynostratigraphiques tirées de lacs en Nouvelle-Écosse (Livingstone et Livingstone, 1958; Livingstone 1968; Railton, 1975; Green, 1976) (tableau 10-2). La datation au radiocarbone d'échantillons marins fournit un contrôle chronologique plus provisoire des sédiments glaciaires, et confirme la chronologie pollinique des sédiments postglaciaires (Scott et al., 1984b). Le « postglaciaire précoce » englobe les sédiments qui sont plus vieux que l'Holocène (10 ka) et qui contiennent des associations de microfossiles « interglaciaires » plutôt que « glaciaires », tels que définis antérieurement. En tant qu'expression chronologique, le « postglaciaire précoce » est diachrone et son âge varie probablement de 15 ka, dans la zone extracôtière, à 12 ka, dans la zone côtière.


a
59°
58°
45°
44°
T.-N.
Î.-P.-É.
N.-É.
Grands Bancs de T.-N.
Plate-forme Néo-Écossaise
Talus Néo-Écossais
Le Goulet
LE BANQUEREAU
LE GOULET
TALUS NÉO-ÉCOSSAIS
0 km 30
Profondeur au sommet de la Formation de Banquereau (m) 200
Bathymétrie (m) 80
Chenaux du Pléistocène supérieur
Chenaux du Pléistocène moy.-inf.


b
45°
44°
59°
58°
0 km 30
LE BANQUEREAU
LE GOULET
TALUS NÉO-ÉCOSSAIS
Épaisseur des sables et graviers de Sable Island 20
Bathymétrie 80

CGC

Zonation biostratigraphique

P.J. Mudie et G. Vilks

Dans le bassin d'Émeraude, des associations de dinokystes datant du postglaciaire précoce et de l'Holocène précoce à moyen reflètent l'influence considérable de l'eau du talus et de l'eau chaude du Gulf Stream (fig. 10-23); l'association est passée à une association plus subarctique et côtière au cours des 4 derniers millénaires (Mudie, 1980; Scott et al., 1984b; et tableau 10-2). Les zones à foraminifères comprennent une association tardi-glaciaire, où dominent *Elphidium excavatum* f. *clavata* et *Neogloboquadrina pachyderma* (enroulement senestre) (Vilks et Rashid, 1976; Scott et al., 1984b). La zone à *Nonionellina labradorica* coïncide avec la naissance d'un milieu marin postglaciaire, lorsque l'eau était encore fraîche et la salinité légèrement réduite. La zone à *Cassidulina laevigata laevigata*, de l'Holocène précoce, comprend *Globorotalia inflata* et *Orbulina universa*, qui attestent l'influence relativement importante du Gulf Stream (eau chaude). La zone à *Bulimina marginata* contient plusieurs espèces caractéristiques du talus continental qui témoignent de l'influence accrue des eaux du talus à mesure que le niveau marin relatif a monté jusqu'à son niveau actuel. L'association de *Brizalina subaenariensis* indique que les eaux de surface et de fond se sont refroidies légèrement au cours des 4 000 dernières années : la diversité des foraminifères planctoniques a baissé et le nombre d'espèces arénacées a augmenté.

Les cénozones du bassin de Canso (tableau 10-2) reflètent les changements survenus dans les eaux de la plateforme interne, où la salinité et la température sont inférieures à celles des eaux des bassins de la plate-forme centrale. *Operculodinium centrocarpum* et *Multispinula minuta* dominent les associations de dinokystes à compter d'au moins 8 ka. La présence de différentes espèces de *Spiniferites* et de *Bitectatodinium tepikiense* dans la Zone 3 suggère qu'il y a eu un intervalle plus chaud durant l'Holocène moyen (de 6,4 à 5,5 ka); l'abondance accrue de *Brigantedinium* durant l'Holocène tardif indique que les eaux se sont refroidies et devenues moins salines depuis 4 000 ou 5 000 ans.

Dans le bassin de Canso, le foraminifère le plus important (tableau 10-2) est l'espèce *Islandiella helenae* (= *I. teretis* de Scott et al., 1984b), de la plate-forme interne. Les limites zonales sont définies par l'addition d'autres espèces, ce qui fait penser que le milieu n'a connu que des variations mineures. À la base de la coupe, la présence d'*Elphidium excavatum* f. *clavata* peut indiquer la présence d'eaux de fonte tardiglaciaires venues du golfe du Saint-Laurent. Entre environ 8,5 et 5,5 ka, la zone à *Nonionellina labradorica* semble indiquer la présence des eaux plus chaudes et plus salines du courant externe du Labrador. Les associations sus-jacentes à *I. helenae* et à *Adercotryma glomerata* attestent un refroidissement et une diminution de la salinité de l'eau vers la période actuelle. Ce refroidissement a commencé plus tôt dans le bassin de Canso (vers 4,8 ka) que dans le bassin d'Émeraude (vers 3 ka), vraisemblablement à cause de l'influence accrue des eaux extracôtières dans le bassin d'Émeraude depuis la déglaciation.

Le bassin de Bedford est un inlet à circulation restreinte dans une zone de transgression marine. La présence d'espèces de dinoflagellés dul-çaquicoles (tableau 10-2) et de thécamoebiens (Arcellacea; *Difflugia* et *Centropyxis* spp.) indique qu'une phase d'eau douce y a eu lieu du début du postglaciaire jusqu'à vers 6 ka (Miller et al., 1982). La présence d'espèces de foraminifères euryhalines, comme *Eggerella advena* qui tolère des salinités entre 27 et 33,4 ‰ (Mudie et al., 1984), et d'associations de dinokystes (*Brigantedinium simplex* — espèce de kyste C) qui sont caractéristiques d'estuaires profonds et tempérés à biseau d'eau salée (Mudie, 1980), témoigne d'un milieu margino-marin entre 6 ka et 2 ka. La présence de foraminifères agglutinants (*Reophax* spp.) et de l'association de dinokystes à *Operculodinium centrocarpum-Bitectatodinium tepikense* témoigne d'un milieu estuarien profond au cours des 2 derniers millénaires.

Datation au radiocarbone de sédiments glaciaires

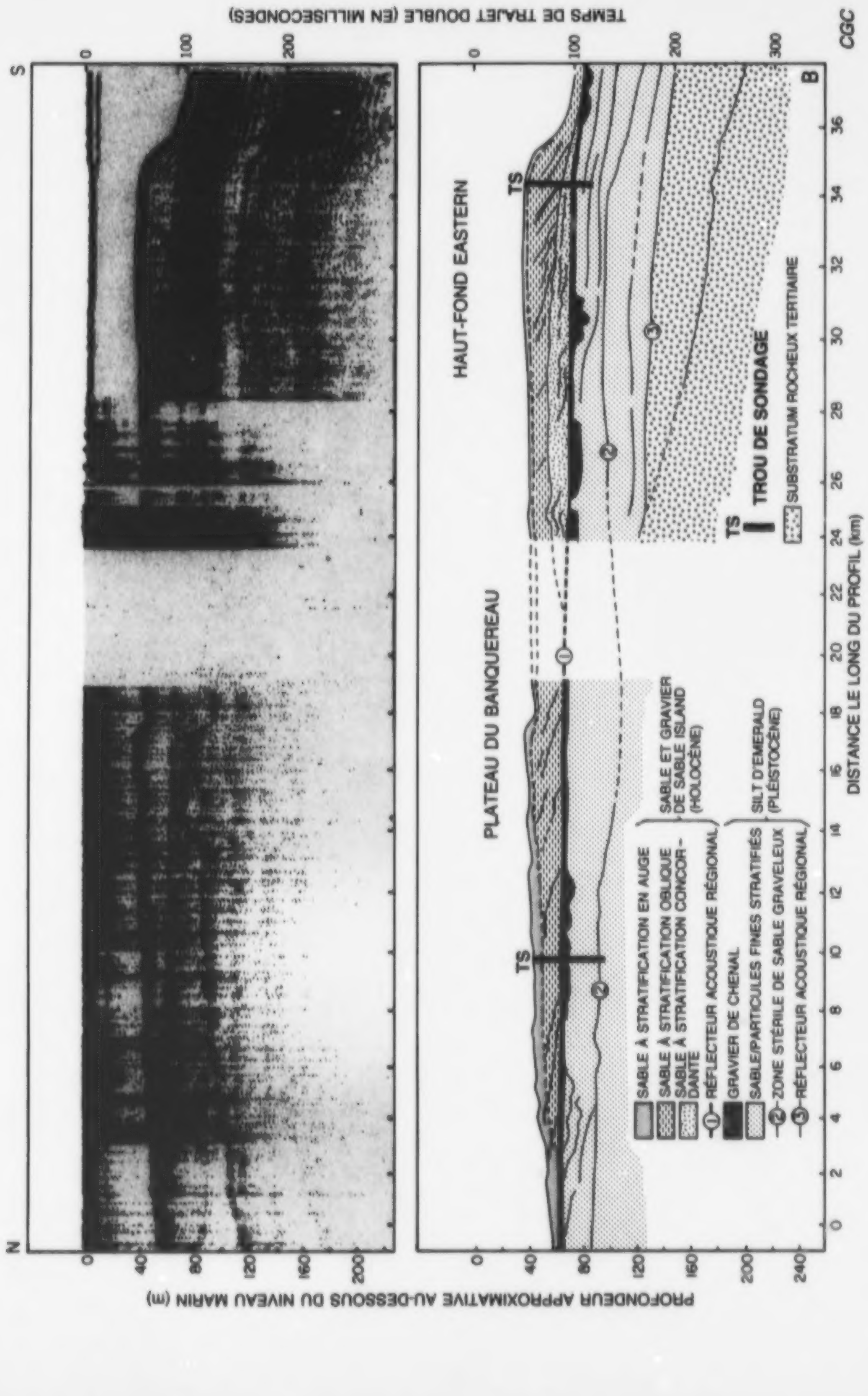
L'âge de la séquence stratigraphique de la partie externe du Banquereau a été établi grâce à la datation au radiocarbone de 25 coquilles (fig. 10-24). Puisque les coquilles sont détritiques, elles ne fournissent que des âges maximaux, mais les nombreux âges obtenus semblent s'accorder entre eux. Le réflecteur raviné (réflecteur 2) observé à l'intérieur de la séquence proglaciaire date d'environ 20 ka; aucun âge n'a été établi entre 16 et 8 ka, et les sédiments présents au-dessus de la surface transgressive du Wisconsinien tardif-Holocène (réflecteur 1) datent de moins de 8 ka.

Soixante-dix âges ^{14}C préholocènes, presque tous fondés sur le carbone organique total, ont été établis pour les bassins de la plate-forme Néo-Écossaise et du golfe du Maine. La datation par accélérateur de petits échantillons de coquilles recueillis dans l'Argile de LaHave et le faciès B du Silt d'Emerald, dans le bassin d'Émeraude, a donné quatre âges allant de 8 à 26 ka; ces âges correspondent à ±2 ka près avec les datations au carbone organique total (fig. 10-25). Ces résultats portent donc à croire que les âges fondés sur le carbone organique total représentent raisonnablement bien l'âge véritable des échantillons[†]. L'extrapolation à partir des âges les plus anciens, en supposant un taux de sédimentation constant, porte à croire que le faciès A du Silt d'Emerald a commencé à s'accumuler vers 47 ka, dans le bassin d'Émeraude, et que le faciès B y a été déposé entre environ 32 et 14 ka. Ailleurs sur la plateforme, des datations au radiocarbone organique total donnent des âges similaires (King et Fader, 1986). Des âges fondés sur les coquilles et le radiocarbone organique total ont été établis pour le talus Néo-Écossais, au sud du bassin d'Émeraude (Hill, 1984; Piper et al., 1985a). Ils indiquent que la mise en place la plus récente de débris glaciogènes grossiers date de 14 ka.

Dans le bassin d'Émeraude, la terrasse qui est située 115 m sous le niveau marin et qui correspond à la limite du Silt d'Emerald et de l'Argile de LaHave, a un âge ^{14}C allant de 15 à 14 ka (King et Fader, 1986).

Figure 10-20. (a) Carte isobathe de la discordance entre la Formation de Banquereau et le « Quaternaire » sur le Banquereau. On y voit également la position des chenaux qui entaillent cette surface de discordance (tiré de Amos et Knoll, 1987). (b) Carte isopaque des sédiments holocènes sur le Banquereau (tiré de Amos et Knoll, 1987).

[†] Voir l'addenda


TEMPS DE TRAJET DOUBLE (EN MILLISECONDES)
PROFONDEUR APPROXIMATIVE AU-DESSOUS DU NIVEAU MARIN (m)
N
S
PLATEAU DU BANQUEREAU
HAUT-FOND EASTERN
TS
SABLE À STRATIFICATION EN AUGE
SABLE À STRATIFICATION OBLIQUE
SABLE À STRATIFICATION CONCORDANTE
SABLE ET GRAVIER DE SABLE ISLAND (HOLOCÈNE)
RÉFLECTEUR ACOUSTIQUE RÉGIONAL
GRAVIER DE CHENAL
SABLE/PARTICULES FINES STRATIFIÉS
ZONE STÉRILE DE SABLE GRAVELEUX
RÉFLECTEUR ACOUSTIQUE RÉGIONAL
SILT D'EMERALD (PLÉISTOCÈNE)
TROU DE SONDAGE
SUBSTRATUM ROCHEUX TERTIAIRE
DISTANCE LE LONG DU PROFIL (km)
B
CGC

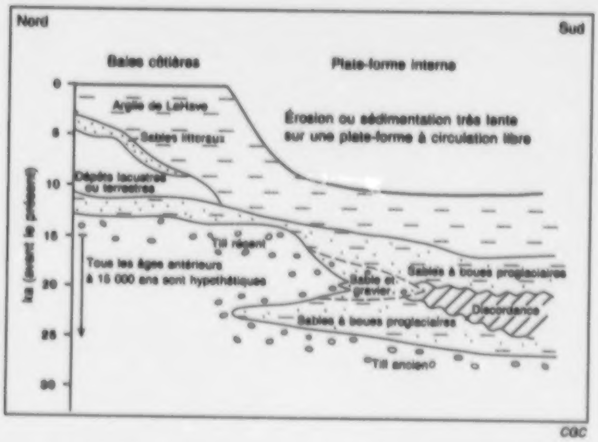


Figure 10-22. Interprétation stratigraphique de faciès acoustiques sur la côte sud de la Nouvelle-Écosse (d'après Piper et al., 1986).

Histoire des fluctuations du niveau marin au Quaternaire tardif

À de nombreux endroits dans la région atlantique du Canada, la présence d'éléments tels que des plages soulevées et des forêts submergées témoigne de fluctuations postglaciaires importantes du niveau marin relatif. Ces oscillations résultent principalement de la charge exercée par les nappes glaciaires, du développement d'un bourrelet périphérique de la croûte au-delà de la marge glaciaire, de la variation de ces charges avec le temps et des changements dans le volume total de l'océan planétaire à mesure que les nappes glaciaires ont reculé.

À en juger par de nombreux indices géologiques, le niveau marin a baissé de 110-120 m, sur la plate-forme Néo-Écossaise, et de 90-110 m, sur les Grands Bancs de Terre-Neuve. Une discordance étendue observée à ces profondeurs est marquée à certains endroits par une terrasse d'érosion, au-dessus de laquelle a été enlevée la plus grande partie des sédiments glaciomarins et des tills. Cette discordance recoupe le Silt d'Emerald et supporte localement les Sables et Graviers de Sable Island et l'Argile de LaHave; elle date donc du Wisconsinien tardif. Elle peut être retracée vers des eaux moins profondes, ce qui corrobore son origine transgressive proposée. Sur la plate-forme externe, à des profondeurs d'eau de moins de 110 m environ, les sédiments sous la discordance possèdent des propriétés physiques qui suggèrent une exposition subaérienne. Ces sédiments diffèrent des sédiments équivalents présents en eau plus profonde : ils contiennent des coquilles lessivées, ont une teneur en eau inférieure et sont plus difficiles à pénétrer (King et Fader, 1986); en outre, il existe un paléosol sur les Grands Bancs (Barrie et al., 1984; Segall et al., 1985). Les Sables et Graviers de Sable Island qui recouvrent la discordance possèdent des caractéristiques texturales similaires à celles des sédiments côtiers actuels qui sont dérivés de l'érosion du till (Letson, 1981).

La terrasse et les structures géologiques associées qui représentent la phase de bas niveau marin sont présentes en eau de moins en moins profonde vers le nord. Cette tendance est attribuable en partie au relèvement isostatique (qui est plus important au nord) et en partie à la nature diachrone de la terrasse (qui devient plus jeune au nord, à mesure que la transgression postglaciaire a progressé vers le continent). La terrasse peut être retracée jusqu'à des profondeurs d'eau de moins de 40 m à l'embouchure de la baie de Fundy (Fader et al., 1977), de 55 m sur la plate-forme interne, au large de Lunenburg (Piper et al., 1986), et de 90 m au large de la côte sud de Terre-Neuve (Fader et al., 1982).

Quinlan et Beaumont (1981, 1982) ont établi un modèle de la réponse isostatique de la Terre aux effets de la charge glaciaire et ont fourni une bonne explication théorique des fluctuations du niveau marin relatif dans les provinces atlantiques du Canada, au cours des 10 000 dernières années. Ils ont défini quatre zones de niveau marin relatif (fig. 10-26). Dans la zone A, le niveau marin relatif a baissé continuellement depuis la déglaciation, par suite du relèvement isostatique. Dans les zones B et C, la migration graduelle vers le rivage du bourrelet périphérique lors du retrait de la glace a provoqué une chute puis une remontée du niveau marin relatif, la chute étant supérieure dans la zone B et la remontée étant plus importante dans la zone C. Dans la zone D, le niveau marin a monté continuellement depuis la déglaciation, principalement à cause de l'accroissement du volume d'eau océanique. La position géographique de ces zones dépend de la distribution glaciaire qui est modelée. Les modèles rhéologiques sont moins bien encadrés par des données au Wisconsinien tardif; ils suggèrent que la chute maximale du niveau marin relatif a été de 75 m sur la plate-forme Néo-Écossaise, ce qui est en contradiction avec les données géologiques qui indiquent une baisse de 110 à 120 m.

Nous connaissons mal l'histoire du niveau marin relatif sur la plate-forme Néo-Écossaise avant la baisse majeure du Wisconsinien tardif. La courbe standard des isotopes de l'oxygène et les études du niveau marin menées à de nombreux endroits sur la planète (Kennett, 1982, p. 272) portent à croire que la dernière fois que les volumes de glace planétaires ont été aussi importants qu'au Wisconsinien tardif remonte à l'étage 6 de la stratigraphie isotopique de l'oxygène (Illinoien); en outre, le niveau marin a probablement fluctué de plusieurs dizaines de mètres tout au long du Wisconsinien. Au Wisconsinien précoce, l'avancée glaciaire sur la plate-forme Néo-Écossaise aurait eu un effet isostatique considérable qui a probablement disparu avant la phase minimale du niveau marin, au Wisconsinien tardif. Des indices géologiques en provenance de la côte sud de la Nouvelle-Écosse (Piper et al., 1986) et du Banquereau (Amos et Knoll, 1987) révèlent que le niveau marin a été relativement élevé à certains moments au cours du Wisconsinien moyen. Des fluctuations du niveau marin qui ont eu lieu à cette époque en réponse aux changements dans le volume planétaire des glaces, ont pu beaucoup contribuer au retrait de la glace de la plate-forme continentale.

Figure 10-21. (A) Profil sismique obtenu au moyen d'un canon à air et (B) interprétation du profil traversant le haut-fond Eastern et le Banquereau, montrant la stratigraphie acoustique et l'emplacement des sondages de contrôle (tiré d'Amos et Knoll, 1987). Les réflecteurs régionaux 1 et 2 sont décrits dans le texte; la surface 3 est une discordance régionale située au sommet de la Formation de Banquereau. La position du profil est indiquée à la figure 10-15.

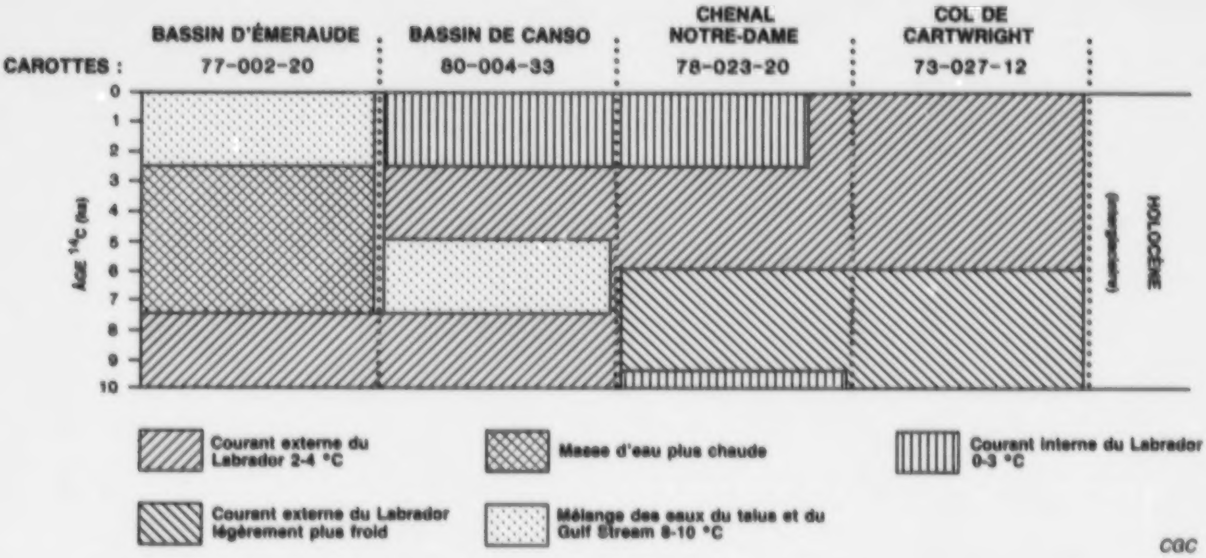


Figure 10-23. Répartition déduite des masses d'eau sur la plate-forme Néo-Écossaise, la plate-forme nord-est de Terre-Neuve et la partie sud de la plate-forme du Labrador, au cours de l'Holocène (tiré de Scott et al., 1984b).

Synthèse de l'histoire glaciaire

Il n'existe aucun renseignement direct sur l'histoire glaciaire préwisconsinienne de la plate-forme Néo-Écossaise, la seule exception étant l'extrémité de la plate-forme où s'observe la séquence plus continue des faciès d'eau profonde. L'importance de l'érosion glaciaire sur la plate-forme Néo-Écossaise et les données stratigraphiques relevées en eau profonde font penser qu'il y a eu des avancées glaciaires majeures avant le Wisconsinien.

L'étage 5e de la stratigraphie isotopique (Sangamonien) est représentée par une terrasse côtière qui est soulevée de quelques mètres au-dessus du niveau marin actuel. À en juger par les dépôts organiques conservés dans le domaine continental (de Vernal et al., 1983), la dernière partie de l'étage 5 de la stratigraphie isotopique n'a pas été une période de glaciation rigoureuse dans la zone atlantique du Canada (Grant, 1989). L'avancée majeure de glaces ancrées à travers la plate-forme Néo-Écossaise (fig. 10-27) date donc probablement du Wisconsinien précoce (étage 4 de la stratigraphie isotopique), ce qui correspond au Till de Red Head, en Nouvelle-Écosse, qui est daté provisoirement entre 38 et 75 ka. À son maximum, la glace a pu s'écouler vers le nord, à travers la Nouvelle-Écosse, à partir de dômes de glace situés sur la plate-forme Néo-Écossaise, comme le fait penser la présence de stries glaciaires observées sur les terres émergées; toutefois, aucun indice d'un tel écoulement n'a été conservé dans les zones marines actuelles. Les parties méridionales du banc de l'île de Sable et du Banquereau n'ont peut-être pas été englacées (fig. 10-28). On ne sait pas si la glace s'est prolongée à travers la plate-forme continentale sous la forme d'une nappe continue, ou si elle était composée uniquement d'une série de lobes glaciaires majeurs qui ont traversé les grands bassins et les grandes dépressions (de Vernal et al., 1986).

L'âge des nombreux chenaux sous-glaciaires observés sur les bancs externes est inconnu. Certains de ces chenaux peuvent dater d'une glaciation préwisconsinienne, mais la phase d'érosion la plus récente correspond vraisemblablement à l'avancée du Wisconsinien précoce.

L'amincissement de la glace et l'incursion de la mer dans les bassins plus profonds de la plate-forme continentale ont été diachrones; toutefois, la chronologie exacte du désancrage de la glace est inconnue. L'extrapolation à partir de datations au radiocarbone organique total laisse croire que la glace s'est désancrée du fond vers 47 ka, dans le bassin d'Émeraude; le retrait ou le désancrage de la glace en bordure de la plate-forme a donc dû commencer plus tôt[1]. Les données chronologiques disponibles font penser que le désancrage a eu lieu avant 40 ka, dans le golfe du Maine et le centre du chenal Laurentien. Les couches marines présentes à la rivière Salmon (Clarke et al., 1972; Grant, 1980) et dans la péninsule Burin (Tucker et McCann, 1980), bien qu'ayant été corrélées avec ce désancrage, se sont accumulées lorsque le continent était encore fortement déprimé en réponse aux processus isostatiques. La faune témoigne d'eaux relativement chaudes, ce qui fait penser qu'elle date probablement d'un interglaciaire (Grant et King, 1984).

King et Fader (1986) ont montré que le faciès A du Silt d'Emerald a été déposé sous une plate-forme de glace flottante[1]. Les « moraines de désancrage » synchrones qui couvrent de vastes étendues du fond plat du bassin montrent que la disparition de la glace est attribuable à une poussée d'Archimède, plutôt qu'au retrait. L'absence de marques d'affouillement glaciaire immédiatement après la mise en place du till fait également penser qu'il s'agissait d'une plate-forme de glace. En outre, il est plus facile d'expliquer le synchronisme des langues de till sur les marges opposées du bassin par la présence d'une couche con-

[1] Voir l'addenda

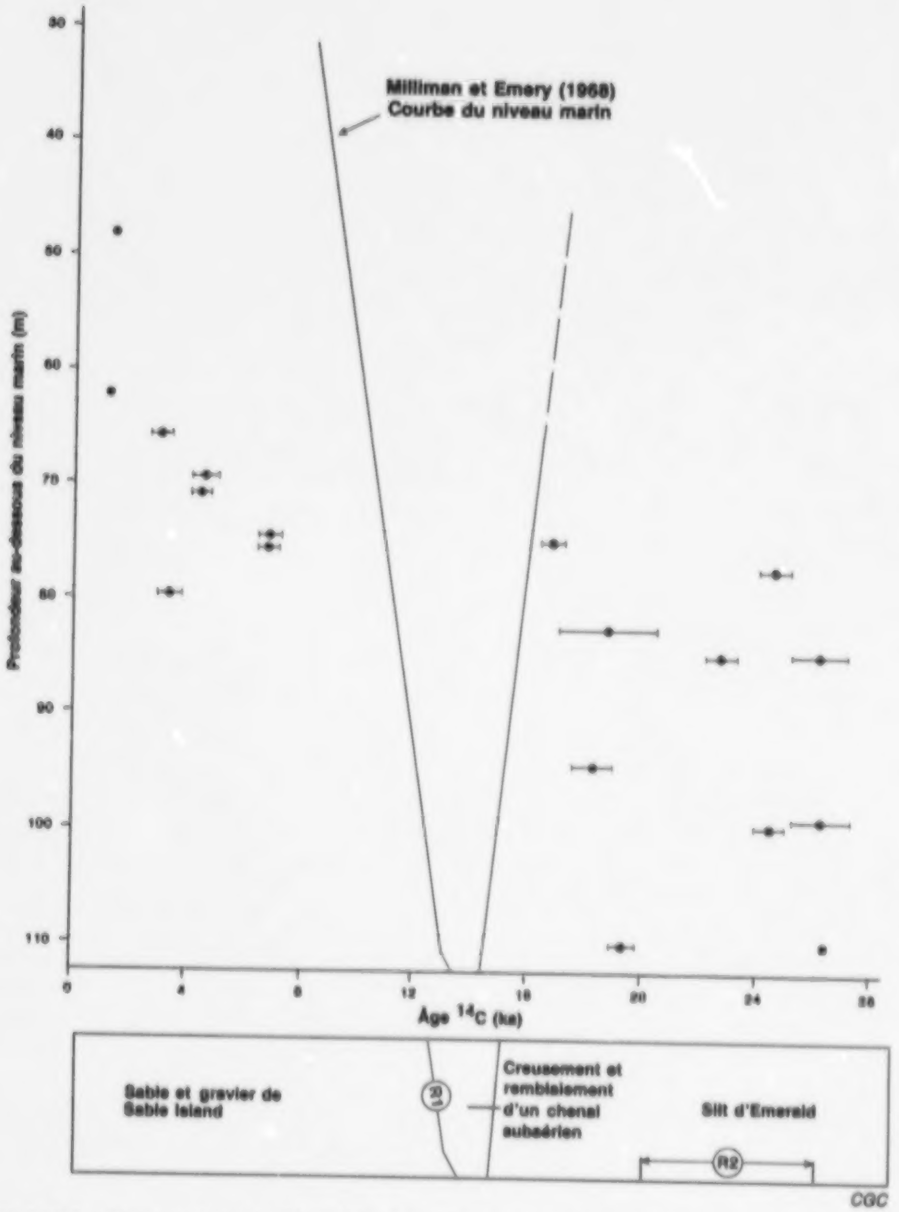
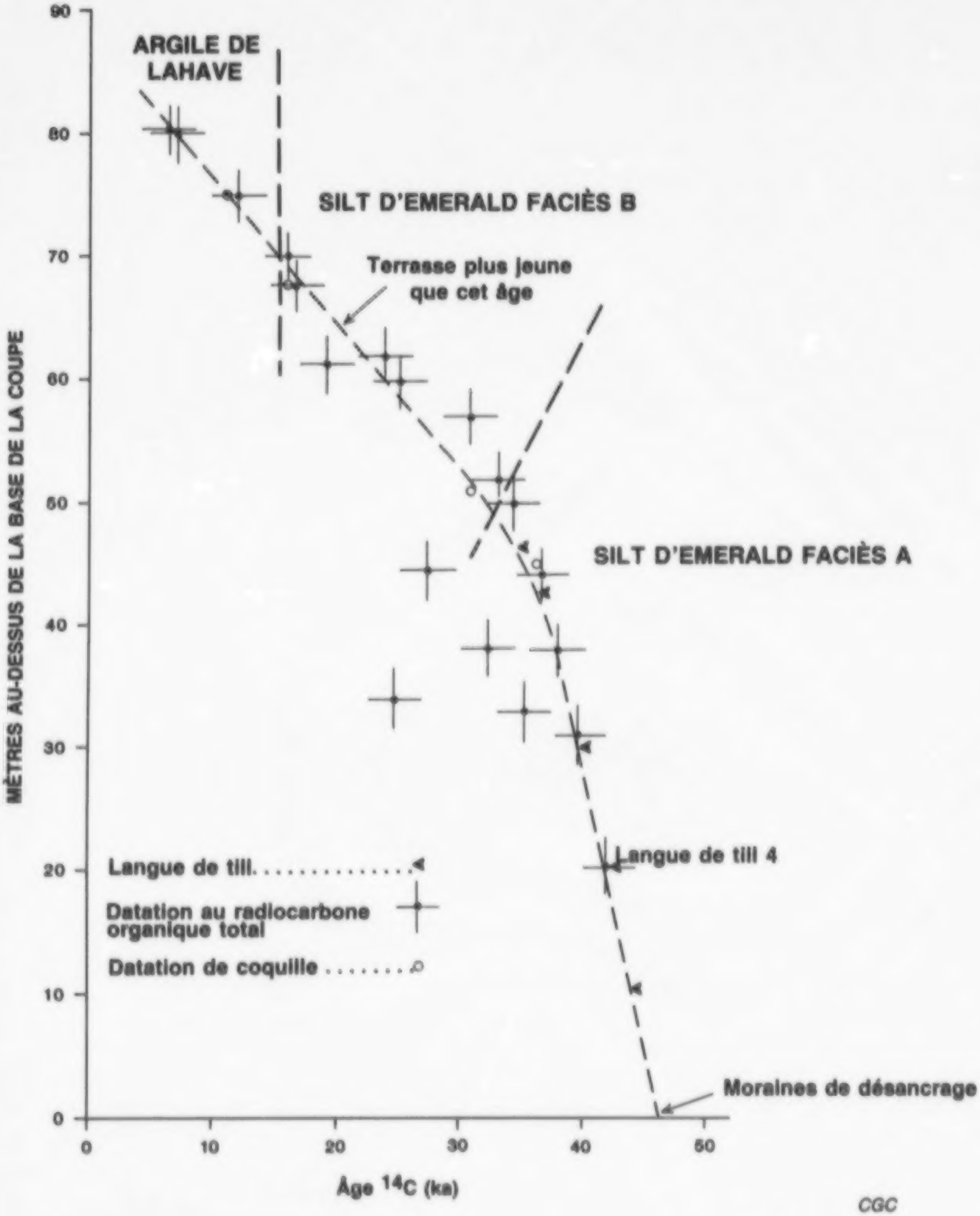


Figure 10-24. Comparaison de l'âge ¹⁴C de coquilles recueillies dans des sondages sur le Banquereau et de la courbe du niveau marin de Milliman et Emery (tiré d'Amos et Knoll, 1987). Le panneau inférieur montre le lien qui existe avec la lithostratigraphie. R1 et R2 sont les réflecteurs régionaux montrés à la figure 10-21.

tinue de glace de glacier qui s'étendait à partir de la plate-forme Néo-Écossaise interne jusqu'aux bancs externes (cependant, des fluctuations du niveau marin auraient également produit des langues de till susceptibles d'être mises en corrélation). Enfin, les bassins semi-protégés de la plate-forme médiane auraient fourni un milieu abrité dans lequel une plate-forme glaciaire a pu se former, bien que la dynamique d'une telle plate-forme à une latitude aussi basse soit mal connue.

Le faciès B sus-jacent du Silt d'Emerald présente un style sédimentaire plus confiné et se caractérise par la présence de marques d'affouillement enfouies produites par des icebergs. Sur la plate-forme du Labrador, une unité acoustique relativement similaire (le Silt de Qeovik de Josenhans et al., 1986) a également été râclée par des icebergs et s'est accumulée en eau libre. La transition du faciès A au faciès B du Silt d'Emerald représenterait donc un changement de la sédimentation sous une plate-forme


ARGILE DE LAHAVE
SILT D'EMERALD FACIÈS B
Terrasse plus jeune que cet âge
SILT D'EMERALD FACIÈS A
Langue de till 4
Moraines de désancrage
Langue de till
Datation au radiocarbone organique total
Datation de coquille
MÈTRES AU-DESSUS DE LA BASE DE LA COUPE
Âge ¹⁴C (ka)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90

CGC

glaciaire à la sédimentation proglaciaire. Ce changement a eu lieu vers 32 ka dans le bassin d'Émeraude, et une chronologie similaire est déduite ailleurs[7]. Dans le golfe du Maine, la glace ancrée s'est rétablie entre environ 31 ka et 27 ka et a déposé les tills supérieurs de l'importante Moraine de Fundian (fig. 10-12). Cet événement ne semble pas pouvoir être corrélé plus loin à l'est.

Vers la fin du Wisconsinien moyen, l'ablation de la glace dans la baie de Fundy et le chenal Laurentien a fragmenté la nappe glaciaire qui recouvrait la région des Provinces maritimes en une série de centres glaciaires tardiwisconsiniens distincts qui ont laissé des données terrestres manifestes (Stea, 1982; Rampton et al., 1984). Une importante réavancée a eu lieu au Wisconsinien tardif, entre 20 ka et 15 ka, à proximité du cap Cod et de l'île Long Island (Schafer et Hartshorn, 1965; Oldale, 1976; Sirkin, 1976); elle est également représentée par l'ancrage de la plate-forme glaciaire dans la baie de Fundy, qui a produit la Moraine de Truxton vers 17 ka et provoqué une réavancée mineure sur la côte sud (fig. 10-28). Au Wisconsinien tardif, la marge glaciaire devait se trouver un peu au large de la côte actuelle de la Nouvelle-Écosse[7]; les dépôts qui marquent cette marge dans la zone côtière ont été largement enlevés par l'érosion au cours de la transgression holocène. Des tills du Wisconsinien tardif sont observés de nos jours dans certaines coupes côtières (Grant, 1989), et des alluvions grossières de forte puissance sont présentes localement dans la zone côtière actuelle (Piper et al., 1986).

Les isotopes de l'oxygène indiquent que le volume de glace à l'échelle du globe a atteint un maximum au Wisconsinien tardif, vers 18 ka, ce qui correspond à une importante phase de bas niveau marin à de nombreux endroits sur la planète (Emery et Garrison, 1967). La terrasse qui se trouve à 115 m sous le niveau marin, sur la plate-forme Néo-Écossaise, semble être corrélée avec cet événement, ou en être immédiatement subséquente (King et Fader, 1986). Cette phase de bas niveau marin est mise en corrélation avec les avancées locales des marges glaciaires et l'échouage de la glace dans la baie de Fundy.

On ne sait pas comment la glace a fini par se retirer de la zone côtière. De grands deltas proglaciaires se sont formés autour de la baie de Fundy vers 14 ka, et leur composition pétrologique atteste le retrait de la glace des collines Cobequid (Swift et Borns, 1967; Wightman, 1980). Les alluvions sont peu nombreuses dans le domaine continental, le long de la côte de l'Atlantique, à l'exception de graviers de contact glaciaire observés dans certaines grandes vallées et d'eskers présents dans le sud-ouest de la Nouvelle-Écosse. La marge glaciaire a pu flotter à de nombreux endroits, la glace ayant reculé à mesure que la mer transgressait. Les dépôts organiques les plus anciens qui soient présents dans des lacs le long de la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse, datent d'environ 12 ka (Anderson, 1985). Dans le bassin d'Émeraude et le bassin de Canso, la salinité de l'eau a été faible jusqu'à vers 11 ka, vraisemblablement à cause de la présence d'une marge glaciaire (Mudie, 1980; Scott et al., 1984b). Le retrait de la glace de la côte du Maine et du sud-ouest du Nouveau-Brunswick a pu commencer à 16 ka mais était déjà bien avancé à 14,5 ka (Smith, 1981; Rampton et al., 1984). La fragmentation de la glace a donc eu lieu graduellement entre 15 ka et 10 ka dans la région des Provinces maritimes, avec une diminution progressive de la sédimentation connexe.

Sur la partie externe de la plate-forme Néo-Écossaise, qui se situe dans la zone D de Quinlan et Beaumont (1981), une transgression régulière a suivi la phase de bas niveau marin du Wisconsinien tardif. Près de la côte dans la zone C, une régression initiale fut suivie plus tard par une transgression. La transgression a mené au développement de réseaux de cordons littoraux sur les bancs externes (Amos et Knoll, 1987), et l'île de Sable en est maintenant le seul vestige émergé. Sur la plate-forme Néo-Écossaise interne, l'érosion de la côte a enlevé la plus grande partie du till au cours de la transgression. La composante à grain fin des sédiments remaniés qui s'est accumulée dans les bassins de la plate-forme pour former l'Argile de LaHave, s'est déposée rapidement au début de l'intervalle postglaciaire, à la fin du Wisconsinien, mais plus lentement durant l'Holocène, à mesure que la plupart des zones de la plate-forme ont été submergées. De nos jours, le foyer de la sédimentation rapide de la boue se trouve principalement dans les bassins protégés de la zone côtière, où s'accumulent les matériaux provenant de l'érosion rapide des drumlins (Piper et al., 1986).

Golfe du Saint-Laurent

Physiographie

Le golfe du Saint-Laurent (fig. 10-29) est une basse terre submergée et peu profonde de roches sédimentaires paléozoïques qu'entourent les hautes terres des orogènes appalachien et grenvillien. La forme physiographique la plus proéminente du golfe est une cuvette sous-marine, le chenal Laurentien, et ses affluents, le chenal d'Anticosti et le chenal Esquiman, dans le nord-est du golfe. Bien qu'un grand nombre d'hypothèses concernant l'origine tectonique de ce réseau linéaire de chenaux en U aient été proposées, les chercheurs conviennent maintenant qu'il est le produit de l'érosion glaciaire et de la modification sédimentaire d'un réseau hydrographique plus ancien (King et MacLean, 1970) qui s'est développé dans le golfe, le long du contact des couches du Paléozoïque inférieur et supérieur (Loring et Nota, 1973). Dans les zones moins profondes du nord-est du golfe, des cuestas submergées (fig. 10-16) se sont développées dans le substratum rocheux du Paléozoïque inférieur qui semble également avoir commandé la position des cuvettes glaciaires (Twenhofel, 1931).

Figure 10-25. Âges des sédiments du bassin d'Émeraude, établis par la datation au radiocarbone de coquilles et la datation au radiocarbone organique total (tiré de King et Fader, 1986). La courbe de sédimentation est fondée sur les datations au radiocarbone et les analyses sismostratigraphiques de données recueillies dans le bassin d'Émeraude, sur la plate-forme Néo-Écossaise, au moyen du dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur. L'extrapolation des âges porte à croire que le désancrage initial de la glace a eu lieu vers 46 ka. Les langues de till 2 à 9 (voir la fig. 10-13) se sont formées au cours de la sédimentation du faciès A du Silt d'Emerald. La langue de till 4, qui est la principale langue de till du complexe morainique de la plate-forme Néo-Écossaise, a été déposée vers 42 ka. Le taux de sédimentation baisse près du sommet du faciès A du Silt d'Emerald, et demeure relativement constant jusqu'à 8 ka (voir l'addenda).

[7] Voir l'addenda

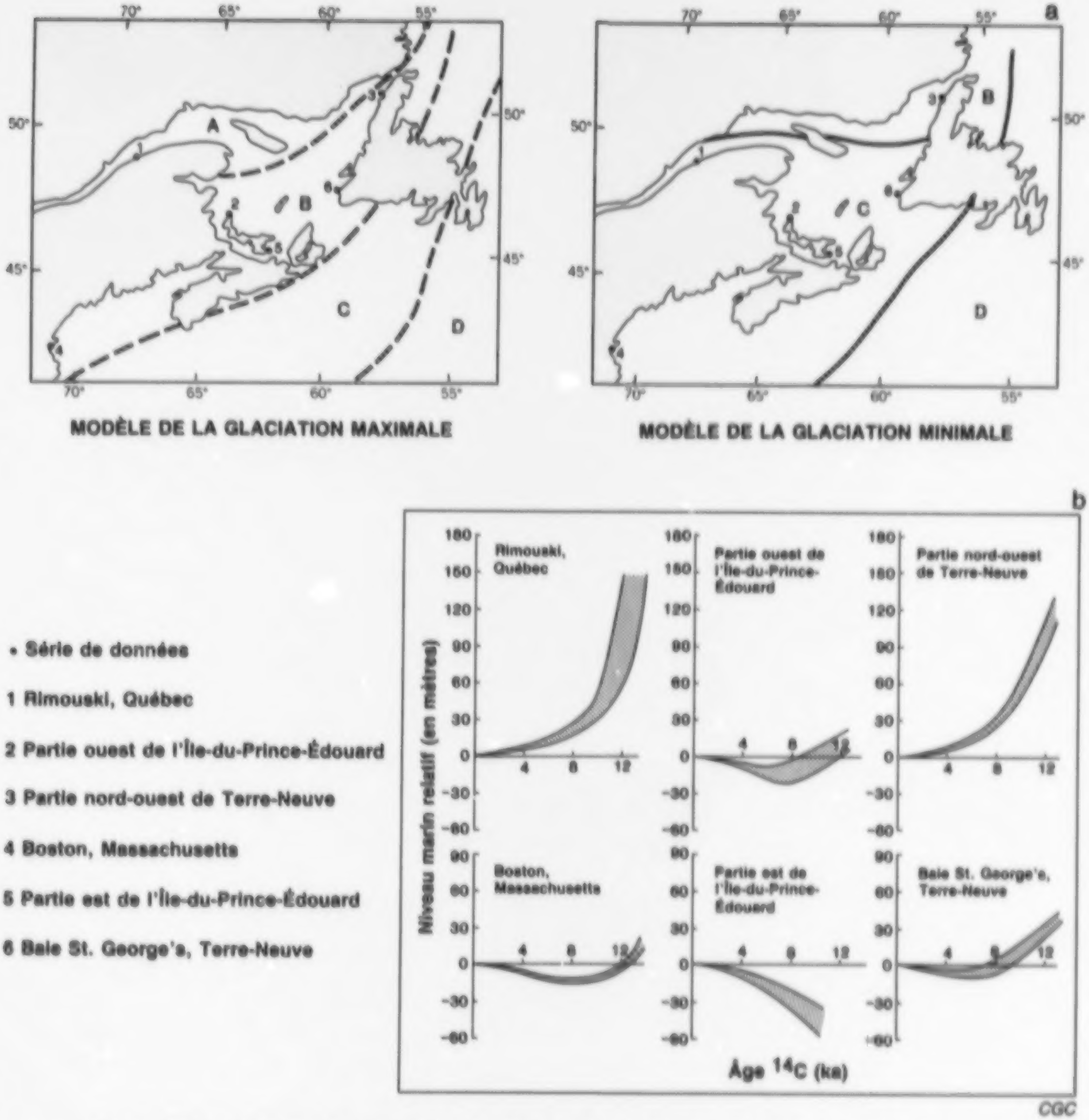


Figure 10-26. (a) Limites des zones A à D du niveau marin relatif, en fonction de l'étendue « maximale » et de l'étendue « minimale » de la glace au Wisconsinien tardif (d'après Quinlan et Beaumont, 1982). Une description plus détaillée des zones est donnée dans le texte. (b) Courbes choisies de l'évolution du niveau marin relatif, fondées sur la datation au radiocarbone (tiré de Quinlan et Beaumont, 1982). Le pointillé représente l'enveloppe de tous les âges fiables.

Dans le sud-ouest du golfe, les vastes bancs de la Madeleine reposent à faible profondeur sur un substratum rocheux carbonifère. Une importante cuesta s'est développée à partir de la pointe North, dans l'Île-du-Prince-Édouard, presque jusqu'à la péninsule gaspésienne. Les Îles-de-la-Madeleine se situent sur la crête d'un large dôme rocheux qui est relié au diapirisme salifère. Des vallées rectilignes majeures, aux parois en U, telles que les cuvettes de la baie des Chaleurs, de Bradelle et du Cap-Breton, débouchent en discordance dans le chenal Laurentien et sont principalement le produit de l'érosion glaciaire. Quelques vallées plus petites, irrégulières et sinueuses, sont le produit du drainage sous-glaciaire (Loring et Nota, 1966).

Stratigraphie

La stratigraphie acoustique du golfe est fondée sur des profils établis à l'aide d'étinceleurs ainsi que de canons à air et qui ont été décrits par Loring et Nota (1973) et Shearer (1973). Ces premiers travaux classiques n'ont pas été complétés par des études récentes à plus haute résolution, et les données modernes de sismique-réflexion à haute résolution sont donc insuffisantes pour permettre une comparaison détaillée du golfe et de la plate-forme Néo-Écossaise[1].

Du till peu épais recouvre un grand nombre des plates-formes moins profondes du golfe. Des couches glaciomarines épaisses, progradantes, reposent le long de la marge sud-ouest du chenal Laurentien et supportent des boues proglaciaires qui ressemblent au Silt d'Émerald de la plate-forme Néo-Écossaise, et qui correspondent aux boues épaisses de la Mer de Champlain dans les basses terres du Saint-Laurent (Corliss et al., 1982). Sur les bancs de la Madeleine, une terrasse étendue observée entre −62 et −70 m a été mise en corrélation avec la terrasse du Wisconsinien tardif qui se situe à −115 m sur la plate-forme Néo-Écossaise (Loring et Nota, 1973). Des sédiments sableux bien triés sont présents en eau peu profonde, au-dessus de la terrasse. Des boues semblables à l'Argile de LaHave se sont accumulées dans les bassins profonds du réseau du chenal Laurentien (Syvitski et al., 1983).

Dans certaines carottes provenant d'eau plus profonde, Loring et Nota (1973) ont observé des sédiments mal triés, qu'ils ont interprétés comme du till, reposant sur les boues proglaciaires. Il pourrait bien s'agir de débris glaciels ou même d'un sédiment proglaciaire remanié et mal trié. Loring et Nota ont obtenu un âge ^{14}C de 10 200 ± 440 BP (GSC 1528) pour des coquilles récupérées immédiatement sous le diamicte, et un âge de 8 700 ± 290 BP (GSC 1608) pour des coquilles au-dessus du diamicte.

Conolly et al. (1967) et Loring et Nota (1973) ont reconnu un autre « till rouge brique » au sein des boues glaciomarines. Stow (1977) a également reconnu, dans le cône Laurentien, un diamicte rouge brique similaire auquel il attribue un âge d'environ 23 ka, d'après la datation au radiocarbone (15 510 ± 530 BP; GX-4780) d'une couche sus-jacente et l'identification de l'événement magnétique de Lake Mungo à une courte distance sous le diamicte. D'après Loring et Nota, la source du diamicte se trouve soit sur les bancs de la Madeleine, soit à proximité de la baie St. Georges dans l'ouest de Terre-Neuve. Des foraminifères (Bartlett et Molinsky, 1972) observés dans des strates tardiglaciaires indiquent un milieu proglaciaire saumâtre. Les associations de foraminifères holocènes sont similaires à celles de la partie est de la plate-forme Néo-Écossaise.

Zone littorale

Kranck (1971) a reconnu six formations quaternaires dans le détroit de Northumberland. Le Drift de Pomquet (till glaciaire) atteint une épaisseur de 40 m et, par endroits, est recouvert en discordance par des sédiments proglaciaires stratifiés (Sédiments de Henry Island) qui ne sont connus que par des profils acoustiques. La datation au radiocarbone (Kranck, 1972) indique qu'une régression marine a eu lieu à partir de la déglaciation, vers 13 ka, jusqu'à environ 7 ka, et qu'elle a produit deux estuaires, un à chaque extrémité du détroit. Une transgression ultérieure a réuni les estuaires vers 5 ka. Les Sables et Graviers de Buchtouche couvrent une grande partie du détroit et se composent de sédiments reliques pouvant avoir jusqu'à 15 m d'épaisseur, qui ont subi un vannage au cours de la régression postglaciaire. La Boue de Malagash est une boue marine de l'Holocène précoce que les courants de marée érodent actuellement. Lorsque les deux estuaires se sont fusionnés, le régime tidal actuel s'est établi dans le détroit. Le Sable d'Egmont et la Boue de Pugwash sont des dépôts infratidaux de l'Holocène tardif. Le Sable d'Egmont est présent uniquement dans de petites zones d'eau peu profonde; la Boue de Pugwash se présente aux endroits où les courants de marée sont plus faibles, particulièrement au large des estuaires majeurs.

La baie des Chaleurs, qui se situe dans le nord-ouest du golfe du Saint-Laurent, montre une séquence de tills glaciaires, d'alluvions et de sédiments glaciomarins qui sont recouverts en discordance par des sédiments holocènes (Schafer, 1977). La datation au radiocarbone de coquilles permet d'établir une chronologie pour les sédiments carottés sous la discordance dans lesquels la limite pollinique A/B (tableau 10-1, fig. 10-5) date d'environ 10,5 ka (Schafer, 1977). Les foraminifères font penser que les sédiments marins sous la discordance se sont accumulés en eau dont la profondeur a diminué vers le sommet de la coupe. Un réseau deltaïque complexe est conservé sur la surface de la discordance (J.P. Syvitski, communication personnelle, 1986). Les sédiments holocènes sus-jacents ressemblent à ceux qui ont été mis en place ailleurs dans la région atlantique du Canada au cours de la trangression holocène (Piper et al., 1983). Cette séquence représente les effets d'un niveau marin relatif dont l'histoire rappelle celle de la zone B de Quinlan et Beaumont (1981), où une régression initiale fut suivie par une transgression (fig. 10-26). L'inflexion du niveau marin semble avoir eu lieu vers 8 à 9 ka, lorsque le niveau a baissé de 20 à 30 m sous le niveau actuel (Thomas et al., 1973).

Les baies de la côte du Nouveau-Brunswick, entre la baie des Chaleurs et le détroit de Northumberland, y compris le grand estuaire de la Miramichi, possèdent une histoire géologique similaire (Reinson, 1980; Wagner et Schafer, 1980): de grands réseaux de cordons littoraux développés durant la transgression holocène reposent maintenant sur du till glaciaire et des dépôts glaciomarins.

Synthèse de l'histoire glaciaire

L'histoire glaciaire proposée pour le golfe du Saint-Laurent est fondée en partie sur l'interprétation de données provenant de la plate-forme Néo-Écossaise. L'âge du creusement des cuvettes profondes par les glaciers est inconnu, mais les séquences sédimentaires du secteur des monts sous-marins Fogo attestent un apport considérable de sédiments rouges carbonifères durant l'étage 6 de la stratigraphie isotopique (Alam et al., 1983). Dans les Îles-de-la-Madeleine, des graviers de plages soulevées datant de l'étage 5e de la stratigraphie isotopique contiennent des clastes arrachés au Bouclier canadien, ce qui témoigne d'une glaciation laurentidienne antérieure (Grant et King, 1984).

Un till du Wisconsinien précoce ou du début du Wisconsinien moyen qui a été mis en place par l'Inlandsis laurentidien est présent dans les Îles-de-la-Madeleine; toutefois, ces îles devaient être déglacées plus tard durant le

[1] Voir l'addenda

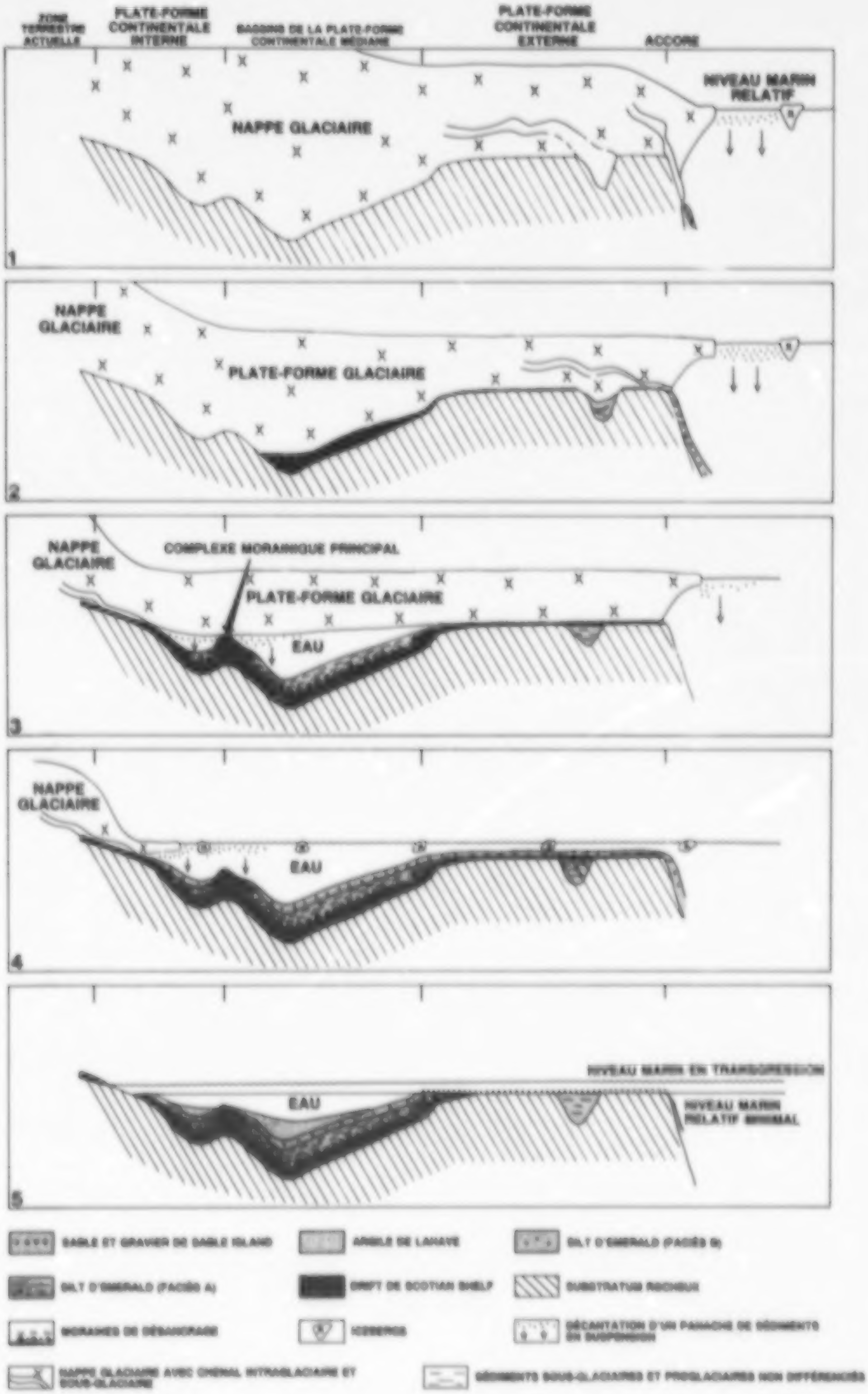


PLATE-FORME CONTINENTALE INTERNE
PLATE-FORME CONTINENTALE EXTERNE
ACCORE
NIVEAU MARIN RELATIF
NAPPE GLACIAIRE
1
NAPPE GLACIAIRE
PLATE-FORME GLACIAIRE
2
NAPPE GLACIAIRE
COMPLEXE MORAINIQUE PRINCIPAL
PLATE-FORME GLACIAIRE
EAU
3
NAPPE GLACIAIRE
EAU
4
NIVEAU MARIN EN TRANSGRESSION
EAU
NIVEAU MARIN RELATIF MINIMAL
5

CGC

Wisconsinien (Prest et al., 1976; Grant et King, 1984). De même, l'extrémité sud-ouest de l'île d'Anticosti, à tout le moins, est restée libre de glace depuis la fin du Wisconsinien moyen (Gratton et al., 1986). Des sédiments de surface d'origine laurentidienne sont observés partout dans le golfe (fig. 10-29). Ils sont mélangés avec des matériaux dérivés du substratum rocheux carbonifère des bancs de la Madeleine (Loring et Nota, 1973). Des indices révèlent la présence de glace ancrée dans la partie externe du chenal Laurentien, au début du Wisconsinien moyen (King et Fader, 1986), ce qui fait penser qu'une grande partie de l'Inlandsis laurentidien était ancrée à son lit à cette époque. Une plate-forme de glace flottante ou une baie marine parsemée d'icebergs, avec une ligne d'ancrage dans l'île d'Anticosti, a pu se développer au Wisconsinien moyen; les torrents sous-glaciaires sous la glace ancrée sur les bancs de la Madeleine ont érigé des cônes de déjection dans le chenal Laurentien. Dans la partie externe du chenal Laurentien et sur le cône Laurentien, des diamictes rouge brique ont pu s'accumuler au cours des périodes de fragmentation de la glace. Des boues proglaciaires, similaires au Silt d'Emerald, sont étendues dans le golfe; les conditions de sédimentation actuelles se sont développées vers 12 ka, avec le retrait de la glace des rivages du golfe (Prest et Grant, 1969).

Grands Bancs de Terre-Neuve

G.B. Fader et D.J.W. Piper

Physiographie

Les Grands Bancs, situés au large des côtes sud et est de Terre-Neuve (carte 850-A, en pochette), sont une série de bancs externes peu profonds séparés par des cuvettes transversales. Ils sont séparés de la côte par le chenal profond d'Avalon et son prolongement dans la cuvette de Saint-Pierre, et par d'autres bassins irréguliers de plate-forme interne. Le plus grand de ces bancs est le Grand Banc. Un changement physiographique marqué a lieu vers 48,5°N (fig. 10-1), là où la plate-forme devient beaucoup plus profonde et forme la plate-forme nord-est de Terre-Neuve.

Dans le sud et l'ouest de Terre-Neuve, les baies et fjords côtiers sont beaucoup plus profonds que les accidents correspondants sur la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse; la profondeur de l'eau dépasse 800 m dans la baie d'Espoir. Ces baies ont des seuils rocheux moins profonds et leur position obéit à la structure du substratum rocheux (Fader et al., 1982). Le chenal d'Avalon repose sur des sédiments paléozoïques; c'est une cuvette profonde, parallèle au rivage, qui se trouve au large de la presqu'île Avalon et du sud de Terre-Neuve (King et al., 1986). Les cuvettes transversales du chenal du Flétan et du chenal de l'Églefin, ainsi que le trou de la Baleine et le bassin Downing plus isolés, se situent au large du chenal d'Avalon. Les Grands Bancs sont une plate-forme continentale externe très vaste, dont la majeure partie repose à faible profondeur sur des couches tertiaires. Des lambeaux de cuestas tertiaires sont conservés sur la partie nord-ouest du Grand Banc.

Le bonnet Flamand, un dôme sous-marin dans l'océan Atlantique, situé à 600 km à l'est de St. John's, Terre-Neuve. Il est grossièrement circulaire, a un diamètre d'environ 150 km à sa base, et est séparé des Grands Bancs par la passe Flamande, qui est un col sous-marin de quelque 100 km de largeur et de plus de 1 000 m de profondeur. Les études de sismique-réfraction (Barrett et Keen, 1978) indiquent que le bonnet Flamand repose sur une croûte continentale anormalement mince; la passe Flamande représente un graben qui a été modifié par des courants de fond (Kennard, 1982). Le sommet du bonnet Flamand est une zone relativement plate mesurant 75 km de diamètre et de 126 à 200 m de profondeur.

Lithostratigraphie

La subsurface des parties sud et est du Grand Banc (fig. 10-30), y compris la région d'Hibernia au nord-est, recèle un substratum rocheux tertiaire enfoui à faible profondeur (Fader et King, 1981; Fader et Miller, 1986) au-dessus duquel se trouve une unité sablo-graveleuse (Sables et Graviers de Grand Banks) dont l'épaisseur maximale atteint 15 m dans les crêtes de sable (Barrie et al., 1984). Cette unité serait un dépôt transgressif similaire aux Sables et Graviers de Sable Island de la plate-forme Néo-Écossaise. Elle comprend une importante composante biogène qui, d'après Müller et Milliman (1973), comporte en partie des matières résiduelles du Wisconsinien tardif. Slatt (1977) a montré qu'une grande partie des sables et graviers de la partie externe du Grand Banc sont dérivés de strates tertiaires; la maturité texturale et pétrologique croissante vers le sud-est pourrait indiquer qu'une bonne partie du sable est dérivée d'alluvions glaciaires provenant d'une calotte glaciaire située au nord-ouest. Les textures superficielles des grains de sable indiquent que ces derniers ont été remaniés dans la zone des brisants (Slatt, 1977). Dans certaines parties du Grand Banc, des graviers émoussés trouvés dans les dépressions entre les crêtes de sable (Fader et Miller, 1986) représentent largement des lithologies du Paléozoïque inférieur en provenance de la zone d'Avalon de la

Figure 10-27. Schémas du modèle d'évolution de la plate-forme Néo-Écossaise proposé par King et Fader (1986) (voir l'addenda). La coupe est orientée nord-sud à travers la région type, dans la partie nord-est du bassin d'Émeraude; elle se prolonge à partir de la côte actuelle jusqu'à la bordure de la plate-forme continentale. Les principales divisions physiographiques, qui sont fortement déterminées par la surface du substratum rocheux, sont présentées au haut du diagramme.

1. Avancée glaciaire maximale du Wisconsinien précoce, au cours de l'étage 4 de la stratigraphie isotopique; cette avancée a vraisemblablement été accompagnée d'une érosion considérable par les eaux de fonte sous-glaciaires. L'étendue de la couverture glaciaire sur le sommet des bancs est incertaine.
2. Début du désancrage de la glace, au cours duquel il y a eu formation de moraines de désancrage dans le bassin d'Émeraude.
3. Plate-forme glaciaire dans le bassin d'Émeraude à la fin de l'étage 3 de la stratigraphie isotopique, au moment du dépôt du faciès A du Silt d'Emerald.
4. Vêlage de la marge glaciaire et déversement des eaux de fonte au début de l'étage 2 de la stratigraphie isotopique, au moment du dépôt du faciès B du Silt d'Emerald dans le bassin d'Émeraude.
5. Niveau marin minimal du Wisconsinien tardif à la fin de l'étage 2 de la stratigraphie isotopique, qui a provoqué le remaniement de la surface des bancs peu profonds.

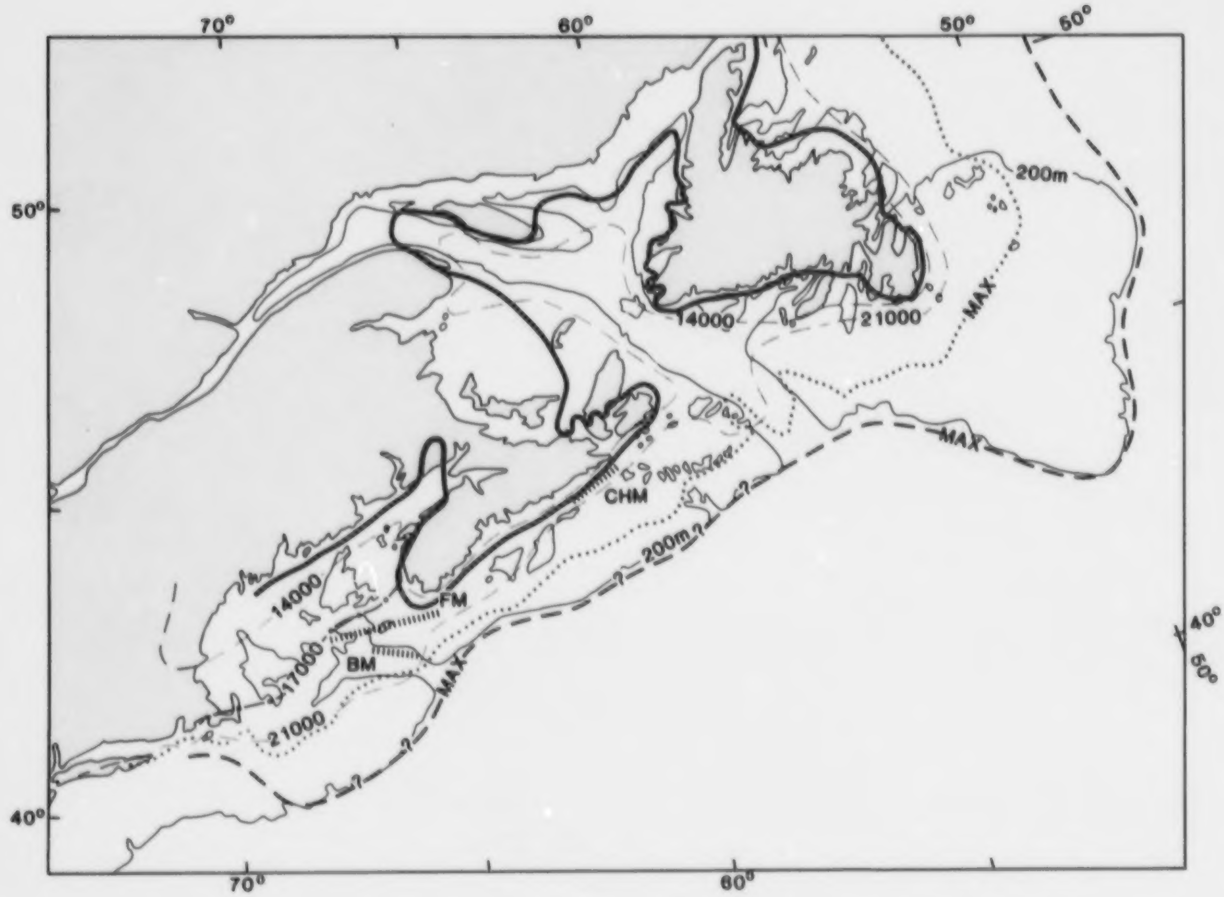


Figure 10-28. Diverses limites glaciaires wisconsiniennes qui ont été proposées pour la plate-forme Néo-Écossaise.

presqu'île Avalon et de la plate-forme interne (King et al., 1986). Des coupes quaternaires plus épaisses (pouvant avoir 400 m d'épaisseur) comblent les chenaux, la plupart desquels se situent près de la bordure est de la plate-forme continentale et semblent être des prolongements régressifs de canyons sous-marins sur le talus. Des chenaux comblés sont également nombreux sur le banc de Saint-Pierre, le banc de la Baleine et le banc à Vert (Miller et al., 1983). Quelques chenaux pouvant avoir jusqu'à 60 m de profondeur sont observés à proximité d'Hibernia. Les données sismiques suggèrent que ces derniers sont remplis de sédiments glaciomarins concordants et possiblement de till. Sur la bordure sud-est du Grand Banc (Queue du Grand Banc jusqu'au banc de la Baleine), une boue sableuse de surface recouvre une séquence complexe de 30 m d'épais composée de sédiments et de till glaciomarins stratifiés.

Le banc à Vert, le banc de la Baleine et le banc de Saint-Pierre sont couverts d'un placage de mégarides des Sables et Graviers de Grand Banks. Les chenaux du Flétan et de l'Églefin sont des cuvettes transversales situées entre les bancs; leur fond comporte au moins trois tills interstratifiés entre des sédiments glaciomarins qui datent probablement du début du Wisconsinien moyen[†].

[†] Voir l'addenda

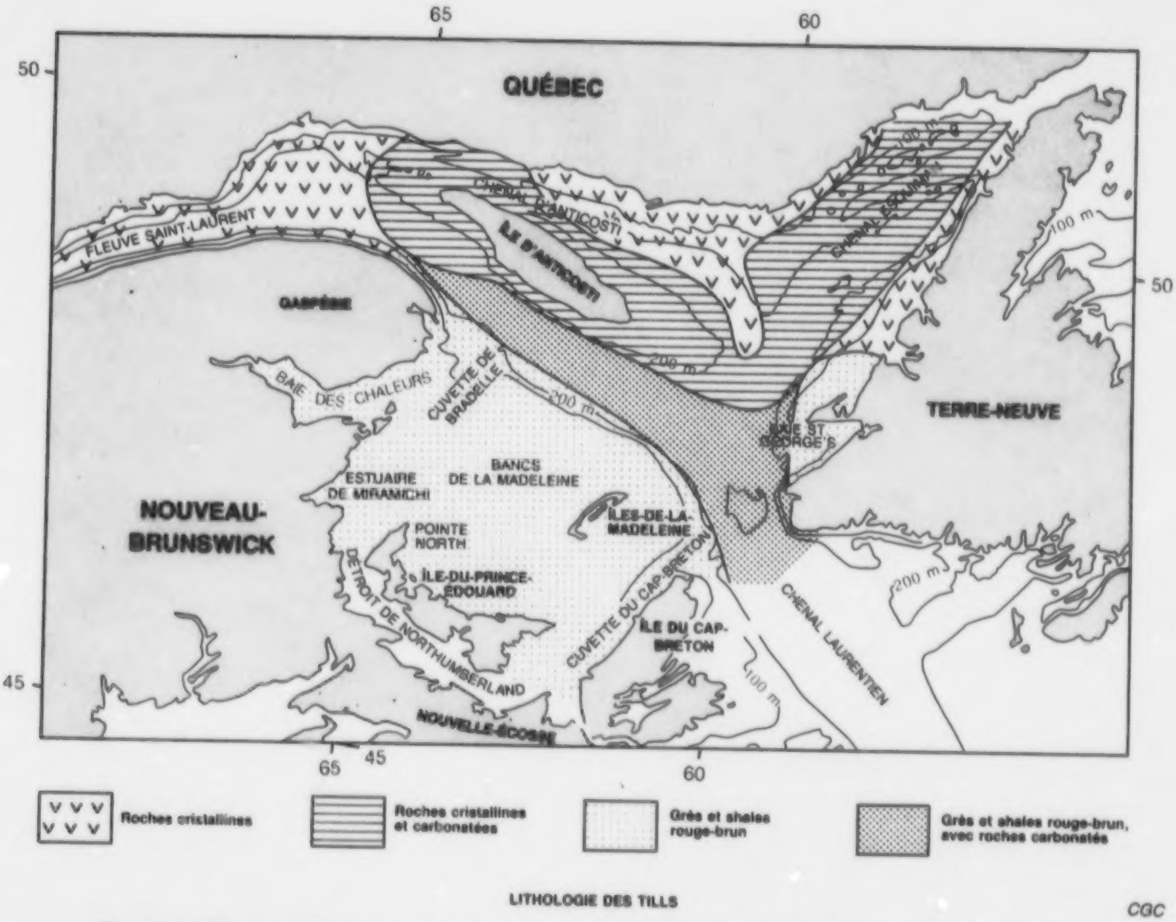


Figure 10-29. Lithologies des tills dans le golfe du Saint-Laurent (d'après Loring et Nota, 1973).

La partie interne du Grand Banc possède une physiographie beaucoup plus complexe que la partie externe; on y trouve le trou de la Baleine, le bassin Downing, les hauts-fonds Virgin et Eastern (développés sur un socle précambrien) ainsi qu'un fond marin fortement disséqué au nord-ouest du bassin Downing. La surface du substratum rocheux tertiaire y est très irrégulière et a été creusée par des chenaux pouvant avoir jusqu'a 200 m de profondeur. Ces chenaux ont probablement une origine fluviale et ont été creusés au cours des phases de bas niveau marin au Pliocène ou au Quaternaire; par endroits, ils ont été surcreusés par des glaces. Ils contiennent un remblai sédimentaire complexe qui, à en juger par des indices acoustiques, comprend du till (Drift de Grand Banks) et des sédiments proglaciaires lités et interstratifiés (Silt de Downing). Le 5hbassin Downing contient une séquence épaisse de Silt de Downing du Pléistocène tardif qui repose sur le Drift de Grand Banks; il comporte également des moraines de désancrage et des langues de till semblables à celles de la plate-forme Néo-Écossaise. Le Silt de Downing supporte une boue sableuse peu épaisse (Argile de Placentia) qui semble être l'équivalent, mais à grain grossier, de l'Argile de LaHave de la plate-forme Néo-Écossaise. Le trou de la Baleine présente une séquence tardi-pléistocène semblable, mais moins épaisse.

La base du chenal d'Avalon se compose d'un substratum rocheux paléozoïque recouvert presque partout d'un placage de till de 1 à 5 m d'épaisseur et qui est sillonné de nombreuses marques d'affouillement creusées par des icebergs. Plus loin à l'ouest, au large de la baie Placentia et de la côte sud de Terre-Neuve, le substratum rocheux carbonifère est recouvert d'une séquence plus épaisse du Drift de Grand Banks et du Silt de Downing (Fader et al., 1982). Les crêtes morainiques proéminentes sont peu nombreuses sur les Grands Bancs, contrairement à la plate-forme Néo-Écossaise où elles sont étendues. La plus grande, appelée Moraine de Burin, longe la côte ouest de la baie Placentia. La présence, à cet endroit, d'une mince couche du faciès A du Silt de Downing (qui est analogue au faciès A du Silt d'Emerald), suggère qu'une plate-forme glaciaire n'y a persisté que brièvement (King et Fader, 1986). Au large de la partie sud de Terre-Neuve, la présence de grands cols et de grandes cuvettes entre les bancs externes fait que la côte sud de Terre-Neuve a été plus exposée à l'océan que la partie centrale, plus protégée, de la plate-forme Néo-Écossaise, où une plate-forme glaciaire a persisté beaucoup plus longtemps.

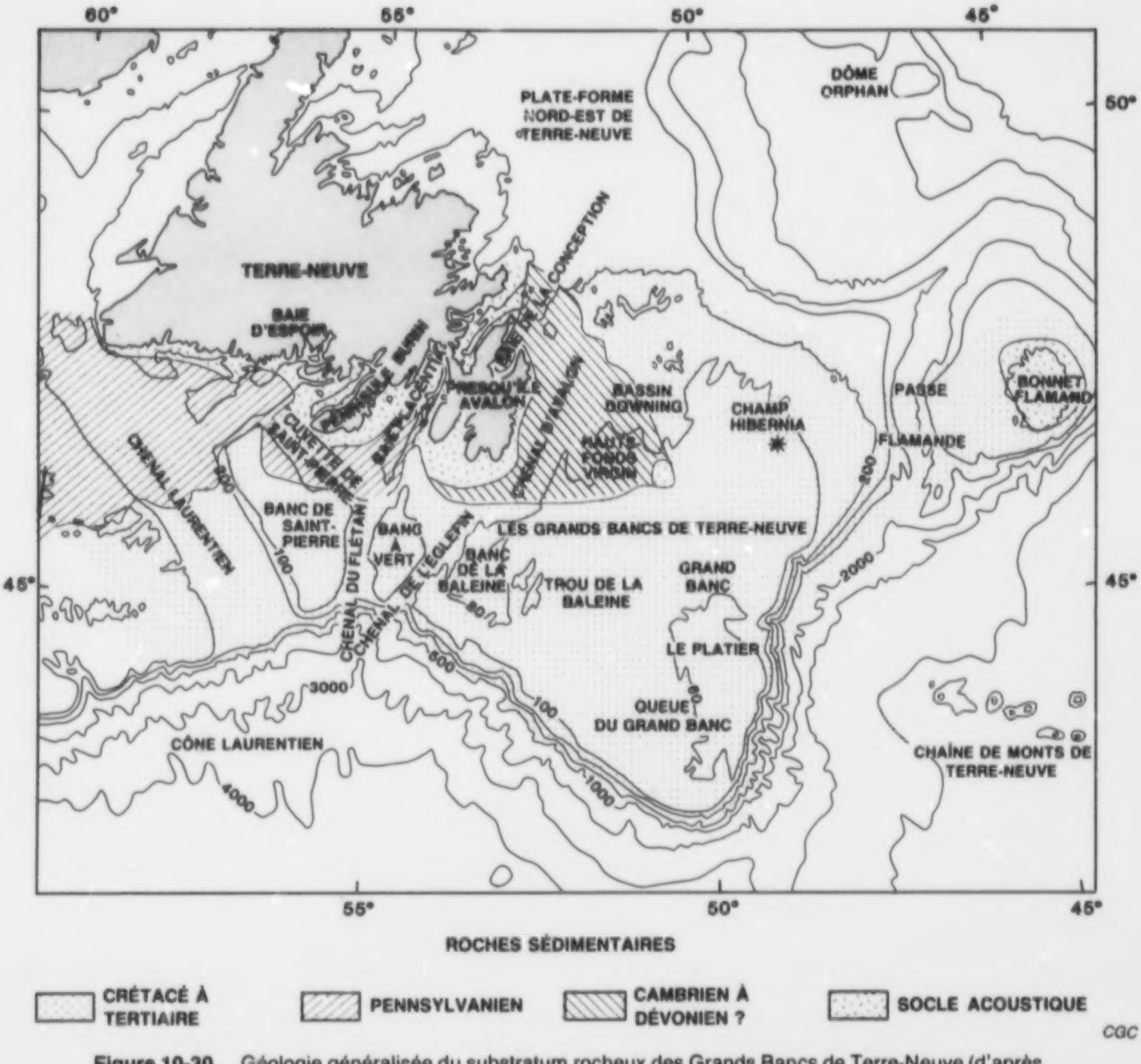


Figure 10-30. Géologie généralisée du substratum rocheux des Grands Bancs de Terre-Neuve (d'après Fader et Miller, 1986). Pour de plus amples détails, voir la carte 1705A (en pochette).

De la granodiorite et des roches volcaniques précambriennes affleurent à une profondeur de 126 m, là où le bonnet Flamand atteint sa profondeur minimale (King et al., 1985). Ailleurs, du sable silteux et du gravier affleurent sur le fond marin. Les ondes sismiques pénètrent peu ces sédiments qui ne présentent que quelques marques d'affouillement par des icebergs; cela fait penser que ces matériaux ont pu être surconsolidés. La faible profondeur du bonnet Flamand, sa proximité aux Grands Bancs jadis englacés et la présence possible de sédiments surconsolidés pourraient indiquer que le bonnet Flamand a été recouvert d'une petite calotte glaciaire distincte au cours du Pléistocène.

Chronologie

Aucune carotte de longueur importante, présentant des données biostratigraphiques systématiques, n'a été prélevée sur les Grands Bancs. King et Fader (1986) ont fourni quelques datations au radiocarbone organique total sur des carottes prélevées dans la baie Placentia et le bassin Downing[1]. Ces carottes sont bien situées au regard de la stratigraphie sismique et font penser que le désancrage de la glace a eu lieu avant 30 ka au moins et que le faciès A, peu épais, du Silt de Downing, qui reflète la présence d'une plate-forme glaciaire, est antérieur à 22 ka.

[1] Voir l'addenda

Müller et Milliman (1973) et Slatt (1977) ont obtenu des âges radiométriques sur des balanes recueillies sur les Grands Bancs; ces âges varient de 17 100 ans, sur la plate-forme externe, à contemporain, près des hauts-fonds Eastern, et pourraient témoigner du dépôt progressif, en direction de la côte, de sédiments carbonatés au cours de la montée du niveau marin à l'Holocène.

Baies côtières de Terre-Neuve

La côte de Terre-Neuve est profondément échancrée par des fjords surapprofondis. Plusieurs grandes baies, y compris la baie Placentia et la baie de la Conception, entourent la partie sud-est de l'île. La position de ces fjords et baies obéit à la structure, et une partie de la côte correspond à la marge de bassins carbonifères.

De bonnes données sismostratigraphiques n'ont été recueillies que dans les grandes baies, notamment la baie Placentia (King et Fader, 1986) où une séquence comportant le Drift de Grand Banks, le Silt de Downing et l'Argile de Placentia ressemble à ce qui est observé sur la plate-forme continentale. Les âges (King et Fader, 1986) suggèrent que le retrait des glaces y a eu lieu à la fin du Wisconsinien moyen[1], ce qui est conforme aux observations sur les marges glaciaires du Wisconsinien tardif présentes dans le domaine continental (Tucker et McCann, 1980). Des silts exposés dans des affleurements côtiers à Langlade, dans l'île de Miquelon, et dans le sud de la péninsule Burin (Tucker et McCann, 1980), pourraient dater de l'étage 5 de la stratigraphie isotopique ou être les équivalents du Silt de Downing. Il serait utile d'établir des profils sismiques pour les baies de la côte ouest, ce qui permettrait de corréler la stratigraphie terrestre et marine.

L'évolution postglaciaire des baies et fjords côtiers a été caractérisée par une baisse du niveau marin relatif, au moins durant l'Holocène précoce, le long de la plus grande partie de la côte (Quinlan et Beaumont, 1981). Les sédiments glaciaires et proglaciaires ont été remaniés, au moins en eau peu profonde, et triés (Slatt, 1974,1975; Slatt et Gardiner 1976; Stehman, 1976), les sables et graviers résiduels s'accumulant en eau peu profonde et les boues se déposant dans les bassins profonds. Au cours de l'Holocène tardif, la montée du niveau marin relatif dans la partie sud de l'île a provoqué l'érosion côtière des dépôts glaciaires et le développment de réseaux côtiers transgressifs (Forbes, 1984; Brookes et al., 1985).

Synthèse de l'histoire glaciaire

À en juger par les indices, les Grands Bancs de Terre-Neuve ont jadis été complètement englacés : des chenaux trouvés sur les bancs externes contiennent des strates qui ressemblent acoustiquement à du till et à des sédiments stratifiés proglaciaires, et des graviers grossiers en provenance de la zone d'Avalon sont reconnus sur le Grand Banc (Fader et Miller, 1986). L'âge de la glaciation des bancs externes est inconnu; Alam et Piper (1977) proposent qu'elle est antérieure au Wisconsinien (étage 6 de la stratigraphie isotopique), d'après l'âge et la lithologie des sédiments qui s'accumulent actuellement sur les monts sous-marins Fogo, situés à proximité. Cela expliquerait la maturité des sables présents sur la partie externe du Grand Banc (Slatt, 1977), car ces sables auraient subi des transgressions et régressions périodiques tout au long du Wisconsinien. Sur la partie interne du Grand Banc, les tills et les sédiments proglaciaires sus-jacents datent du Wisconsinien, tout comme ceux de la plate-forme Néo-Écossaise. Les tills des chenaux d'Avalon, du Flétan et de l'Églefin semblent également dater du Wisconsinien et s'étendent en travers de la marge sud-ouest des Grands Bancs jusqu'à l'accore.

Zones profondes au large de la côte sud-est du Canada

D.J.W. Piper

Physiographie

Les zones extracôtières profondes du sud-est du Canada (fig. 10-15) comprennent des talus continentaux abrupts situés du côté marin de la plate-forme continentale, des glacis moins raides qui prolongent ces talus et qui mènent à la plaine Sohm, presque horizontale. Cette plaine abyssale en forme de « T » est limitée au sud-ouest par la chaîne de monts de la Nouvelle-Angleterre et les collines abyssales du seuil des Bermudes, et à l'est par les monts sous-marins Corner. Les monts sous-marins Fogo (Sullivan et Keen, 1977) sont une chaîne de monts volcaniques située le long du glacis sud-ouest des Grands Bancs.

L'accore se trouve à une profondeur d'eau allant de 80 à 100 m au large des bancs de la plate-forme continentale, et pouvant atteindre 400 m au large des cols majeurs et des cuvettes transversales sur la plate-forme. Les gradients de la pente du talus continental varient normalement de 2° à 4°. De nombreux canyons sous-marins entaillent l'accore (Farre et al., 1983) là où ce dernier se trouve à moins de 120 m de profondeur; ils peuvent donc être reliés au développment d'une ligne de rivage au sommet du talus continental, lorsque le niveau marin avait baissé par suite de la glaciation. Au large des principales cuvettes transversales, le talus continental supérieur est irrégulier et raviné (Hill, 1983). Les zones où l'accore se trouve à une profondeur intermédiaire sont plus unies mais présentent également certains réseaux de vallées (Piper et al. 1985a). Dans ces deux dernières régions, la plupart des ravins et des vallées semblent commencer à une profondeur d'eau d'environ 500 m et pourraient être des prolongements du réseau de chenaux sous-glaciaires des bancs externes. Les parois des grands canyons et des grandes vallées sont profondément disséquées et présentent une topographie en bosses et creux qui ressemble à la topographie des badlands terrestres (Piper et al., 1985a). Les zones du talus continental qui sont situées entre les vallées et les ravins présentent souvent une surface très unie; par endroits, des décrochements et des glissements le long de plans de stratification ont créé une topographie accidentée. Swift (1985a) a montré que les pentes au large des cols majeurs sont plus accidentées et ont des réseaux de vallées plus continus.

Sur le talus continental supérieur, il y a coalescence des vallées et des ravins, de sorte que quelques grandes vallées seulement se prolongent jusqu'au glacis. Le cône Laurentien est le seul grand cône observé sur le glacis; d'autres cônes pourraient y exister mais n'ont pas été examinés en détail. Le sous-courant occidental côtier pourrait jouer un rôle majeur dans la redistribution des sédiments le long du glacis et donc dans la modification de la morphologie des cônes turbiditiques (Heezen et al., 1966; Shor et al., 1984).

---

[1] Voir l'addenda

Le cône Laurentien possède un réseau proéminent de cônes et de vallées et ressemble de ce fait à de nombreux grands cônes de marge continentale passive. Deux grandes vallées, les vallées de l'est et de l'ouest, prennent naissance dans une zone de ravins sur le talus supérieur; des canyons tributaires en provenance du talus des Grands Bancs, à l'est, y débouchent. Les vallées ont des levées asymétriques, les hautes levées occidentales pouvant surplomber les fonds de 900 m. Cette asymétrie résulte principalement de l'action du sous-courant occidental côtier (Piper et al., 1984) amplifiée par la force de Coriolis. La vallée de l'est a environ 20 km de largeur et sa partie inférieure se scinde en deux effluents. Là où elle prend fin, entre les isobathes de 4 500 m et de 5 200 m, les vallées bifurquent vers l'est, la hauteur des levées diminue rapidement et les chenaux débouchent sur un vaste lobe sableux dans le nord de la plaine Sohm.

La profondeur de la plaine Sohm varie de 5 200 m à l'extrémité sud du cône Laurentien, à plus de 5 500 m à sa limite méridionale près de 32°N. Trois réseaux majeurs de chenaux abyssaux donnent sur la plaine : les vallées alluviales du cône Laurentien au nord, le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique (Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel [NAMOC]) au nord-est, et un chenal non dénommé au nord-ouest dont la source est le chenal Nord-Est dans le golfe du Maine. À ses marges sud, la plaine Sohm recouvre en avancée les colinnes abyssales et les monts sous-marins, produisant ainsi une bathymétrie très complexe qui n'a pas été cartographiée en détail.

Cadre stratigraphique du Cénozoïque tardif

Des données sismiques recueillies à l'aide d'appareils multicanal principalement à des fins d'exploration des hydrocarbures, fournissent un cadre sismostratigraphique général pour le Quaternaire de la marge continentale. L'érosion étendue de l'accore et des vallées du talus (fig. 10-31) nuit à la corrélation des réflecteurs peu profonds d'une région à l'autre, tandis que la rareté des données de puits sur le Quaternaire fait qu'il est difficile de dater les marqueurs acoustiques. Les zones entre les vallées présentent une progradation durant tout le Pliocène tardif et le Quaternaire, et il est donc possible d'établir la sismostratigraphie du Cénozoïque tardif (fig. 10-32) pour la partie occidentale du talus et du glacis Néo-Écossais (Swift, 1985b), le centre du talus Néo-Écossais (Piper et al., 1987), le talus de Saint-Pierre et le cône Laurentien (Wilson et Piper, 1986).

La chronologie la plus détaillée est celle du talus Néo-Écossais central, où des séquences épaisses de sédiments marins quaternaires reconnues dans des puits extracôtiers forés sur le talus continental permettent de dater les marqueurs sismiques du Pliocène tardif et même du Quaternaire. Gradstein (dans Piper et al., 1987) a daté la base du Quaternaire dans le puits Acadia K-62, et a fourni une stratigraphie pour le Pliocène de ce puits et du puits Shubenacadie H-100 (fig. 10-31). En se fondant sur des profils de levés multicanal obtenus à l'aide de canons à air, Piper et al. (1987) ont montré que le creusement de canyons sur la plate-forme Néo-Écossaise a commencé au Pliocène tardif et s'est poursuivi tout au long du Quaternaire précoce (fig. 10-32); les taux de sédimentation ont donc baissé sur la plate-forme continentale à mesure qu'un plus grand volume de sédiments a descendu les canyons en évitant le talus. Le style de la sédimentation change brusquement au milieu de la séquence quaternaire (pour lequel il n'existe aucune donnée biostratigraphique); dans la partie supérieure du Quaternaire, au mois cinq langues de till superposées sont visibles sur le talus supérieur; ces sédiments s'amincissent rapidement vers le bas du talus.

Sur le cône Laurentien et le glacis adjacent, un important réflecteur profond (Horizon L, fig. 10-33) qui, selon Uchipi et Austin (1979), marque la base approximative du Quaternaire, date probablement du Pliocène tardif, d'après une corrélation avec le talus de Saint-Pierre. Sur le cône Laurentien, il existe une séquence sus-jacente du Pléistocène inférieur qui se compose d'un faciès de chenal grossier, et d'un faciès de levée d'inondation plus fin dont l'épaisseur atteint 2 km et qui a été mis en place à partir d'une seule vallée alluviale. Ce réseau de vallées a érigé un lobe sous-marin à une profondeur d'eau d'environ 5 000 m, au-dessus duquel les levées moins hautes ont progradé graduellement (Normark et al., 1983). Au Pléistocène moyen, il y a eu réorganisation de la configuration des vallées sur le cône et création des deux principales vallées alluviales actuelles (fig. 10-33). Il y a eu en même temps dissection par érosion du cône supérieur, colmatage de certaines parties de l'ancien réseau fluvial et sédimentation mineure sur les levées (Piper et Normark, 1982).

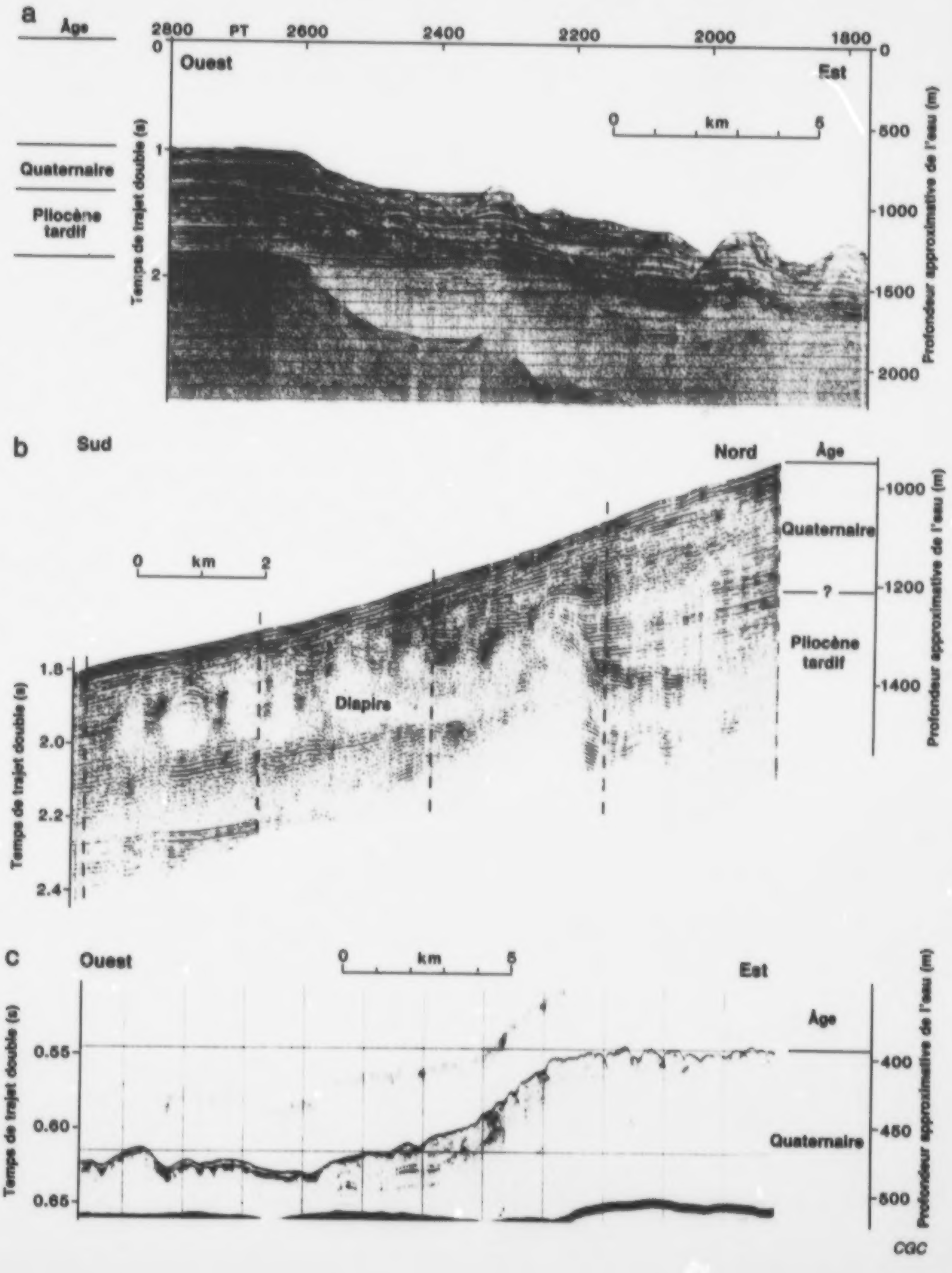
Certains des premiers profils de sismique-réflexion réalisés dans les plaines abyssales de l'Atlantique Nord ont montré l'existence d'accumulations épaisses de sédiments stratifiés acoustiquement (Heezen et al., 1955). Ces sédiments, dont l'épaiseur atteint 400 m dans quelques bassins, sont vraisemblablement des turbidites déposées au cours de périodes glaciaires du Cénozoïque tardif (Laine, 1980; Swift et al., 1986). Au site 382 du DSDP, sur la marge ouest de la plaine, des turbidites du Pliocène supérieur et du Quaternaire recouvrent des argilites hémipélagiques du Pliocène inférieur et moyen (Tucholke et al., 1979). Le dépôt des turbidites est probablement lié au début du creusement des vallées sur le talus Néo-Écossais.

Lithostratigraphie

Talus continental

Les données sismiques de haute résolution sont beaucoup plus clairsemées dans les zones d'eau profonde que sur la plate-forme continentale; elles sont presque totalement absentes là où la profondeur de l'eau est supérieure à 1 000 m. Les carottiers à piston ne pénètrent que les sédiments du Wisconsinien tardif et de l'Holocène. Deux unités lithologiques principales sont reconnues (Hill, 1984). L'unité I, en surface, a de 1 à 3 m d'épaisseur et date principalement de l'Holocène. Elle passe du sable sur le talus supérieur, à du silt et enfin à de la boue gris olive à des profondeurs d'eau supérieures à 500 m; elle s'accumule généralement dans les dépressions. Elle se compose sur-

Figure 10-31. Profils sismiques du talus Néo-Écossais et du talus sud-ouest des Grands Bancs, montrant les faciès glaciaires principaux. (a) Profil multicanal du côté ouest du canyon Verrill, obtenu au moyen d'un canon à air et montrant la sédimentation plane, à l'ouest, et le creusement et remblaiement, à l'est. La stratigraphie est tirée de Piper et al. (1987). (b) Diapirs de boue peu profonds sur la partie ouest du talus Néo-Écossais. (c) Langue de till sur le talus, au large du banc de Saint-Pierre.


a
Âge
Quaternaire
Pliocène tardif
2800
PT
2600
2400
2200
2000
1800
Ouest
Est
0
km
5
Temps de trajet double (s)
Profondeur approximative de l'eau (m)
0
1
2
0
500
1000
1500
2000
b
Sud
Nord
Âge
Quaternaire
?
Pliocène tardif
0
km
2
Diapirs
Temps de trajet double (s)
1.8
2.0
2.2
2.4
Profondeur approximative de l'eau (m)
1000
1200
1400
C
Ouest
Est
0
km
5
Âge
Quaternaire
Temps de trajet double (s)
0.55
0.60
0.65
Profondeur approximative de l'eau (m)
400
450
500
CGC

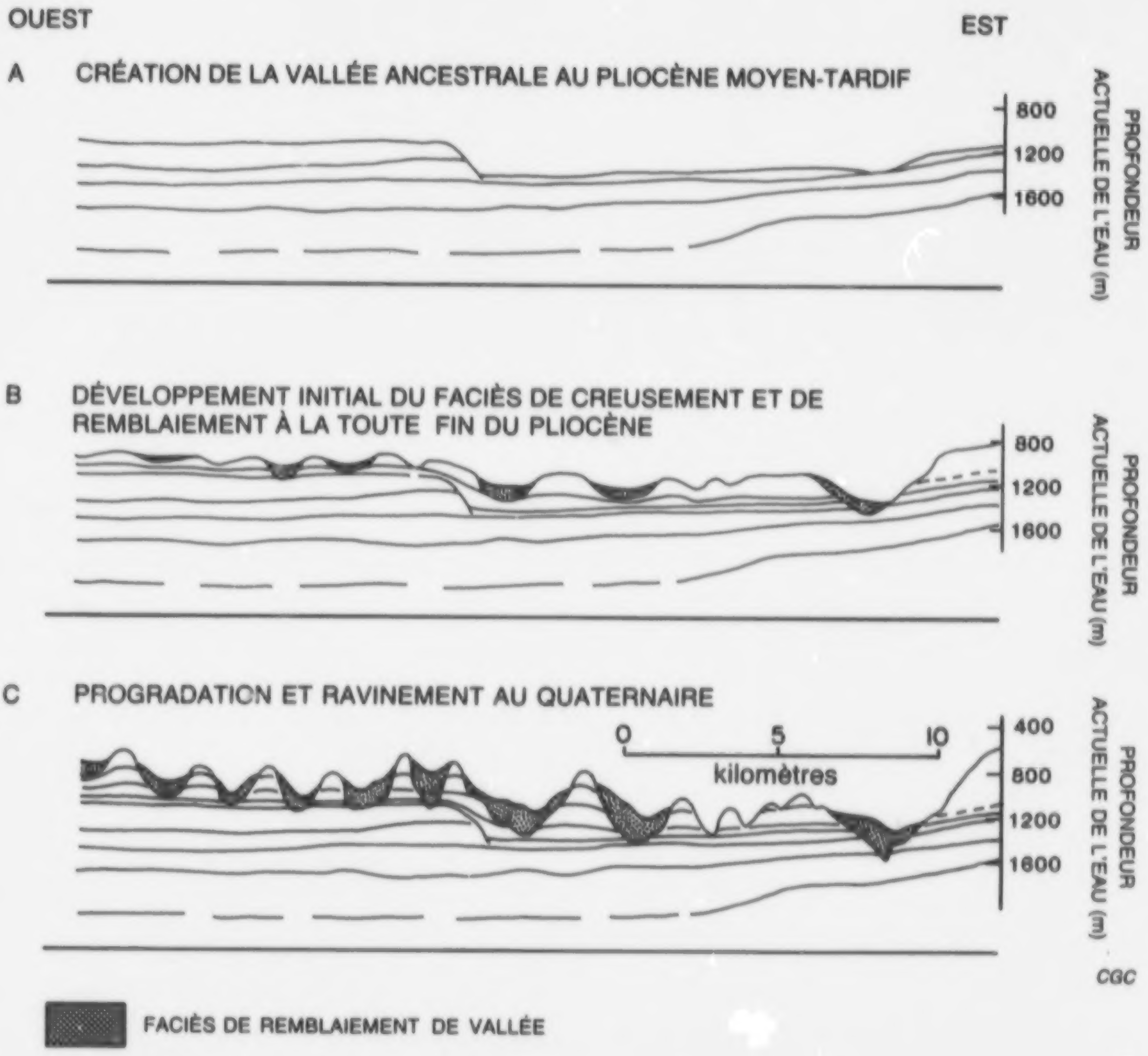
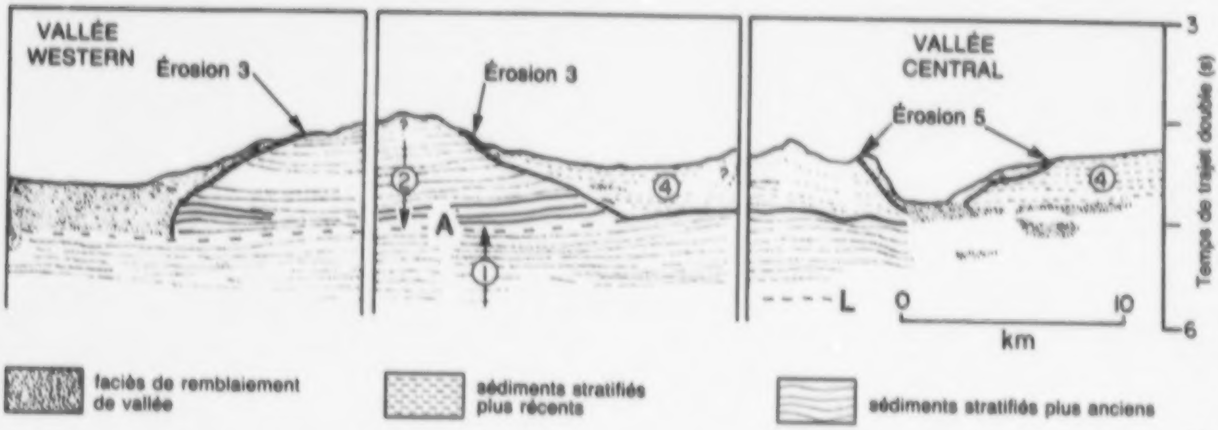


Figure 10-32. Résumé de la stratigraphie acoustique du Cénozoïque tardif, dans la partie centrale du talus Néo-Écossais (tiré de Piper et al., 1987); on y voit une augmentation progressive du ravinement du talus, du Pliocène moyen-tardif jusqu'à nos jours.

tout de sédiments remaniés de plate-forme continentale qui ont été transportés par les vagues et les courants (Hill et Bowen, 1983), et elle est donc l'équivalent génétique de l'Argile de LaHave. L'unité II, qui lui est sous-jacente, est une séquence complexe de boues rougeâtres et brunâtres et de sédiments plus grossiers contenant des faunes microfossiles sporadiques. Aux endroits où le talus est entaillé par des vallées ou des ravins, ces sédiments se composent principalement de turbidites sableuses proximales et de dépôts grossiers mal triés de coulées de débris (Hill, 1984). Les zones entre les vallées contiennent des accumulations de boues laminées, parmi lesquelles plusieurs seraient des turbidites, bien que quelques-unes puissent être le produit de la sédimentation hémipélagique dominée par des courants parallèles au talus (Hill, 1984). Certains faciès contiennent des débris glaciels abondants. À certains endroits, les boues entre les vallées se sont accumulées beaucoup plus rapidement que les dépôts de vallées et se traduisent par des formes en monticule sur les profils de sismique-réflexion (Piper et Sparkes, 1987). Les taux de sédimentation élevés et les formes en monticule suggèrent que des matériaux transportés en suspension, probablement à partir de panaches proglaciaires, se sont accumulés rapidement et que des volumes considérables de sédiments grossiers ont été détournés du talus continental. Les levés à balayage latéral et le carottage ont mon-



CGC

Figure 10-33. Résumé de la stratigraphie acoustique dans la partie supérieure du cône Laurentien (tiré de Piper et Normark, 1982), montrant une coupe sismique composite entre les vallées Western et Central. 1. Sédimentation entre les vallées, au Pliocène tardif (?). 2. Sédimentation entre les vallées, au Pléistocène précoce (?). 3. Érosion au Pléistocène moyen ayant provoqué la réorganisation de la configuration de la vallée. 4. Dépôt de levées au Pléistocène moyen à tardif. 5. Creusement et remblaiement locaux de vallées au Pléistocène moyen à tardif. A et L sont des réflecteurs corrélatifs. (Une seconde équivaut à peu près à 1 km).

tré qu'à certains endroits, l'unité II comporte de grands décrochements rotationnels (Piper et al., 1985a) et de vastes dépôts de coulées de débris. Par endroits dans la partie médiane du talus, la formation de diapirs de shale a influencé la sédimentation wisconsinienne (fig. 10-31b) (Piper et Sparkes, 1987).

À une plus grande profondeur dans la section stratigraphique, la lithostratigraphie peut être déduite seulement à partir des profils de sismique-réflexion (fig. 10-31, 10-32). La distinction entre les sédiments de vallées et les sédiments accumulés entre les vallées dans l'unité II peut s'appliquer à de nombreuses parties plus profondes de la section. À de nombreux endroits entre les vallées, la progradation a été régulière et quelques épisodes sporadiques de ravinement sont reconnus dans les profils de sismique-réflexion (Piper et al., 1987). Les vallées présentent une alternance beaucoup plus complexe de phénomènes de creusement et de remblaiement, et les faciès sismiques indiquent la présence de sédiments de remblaiement grossiers (fig. 10-31a). Des biseaux de faciès sans stratification acoustique, qui représentent vraisemblablement du till glaciaire, reposent sous le talus supérieur, s'amincissent vers le bas du talus et y sont interdigités avec des sédiments stratifiés (fig. 10-31c) (Piper et al., 1987). Dans la partie centrale du talus Néo-Écossais, des profils sismiques de haute résolution montrent que le till le moins profond est équivalent latéralement à un horizon raviné qui se situe environ 50 m sous le fond marin et repose sous un faciès sans stratification acoustique, lequel faciès représente du sable et du gravier comblant les ravins (Piper et al., 1985a; Piper et Sparkes, 1987).

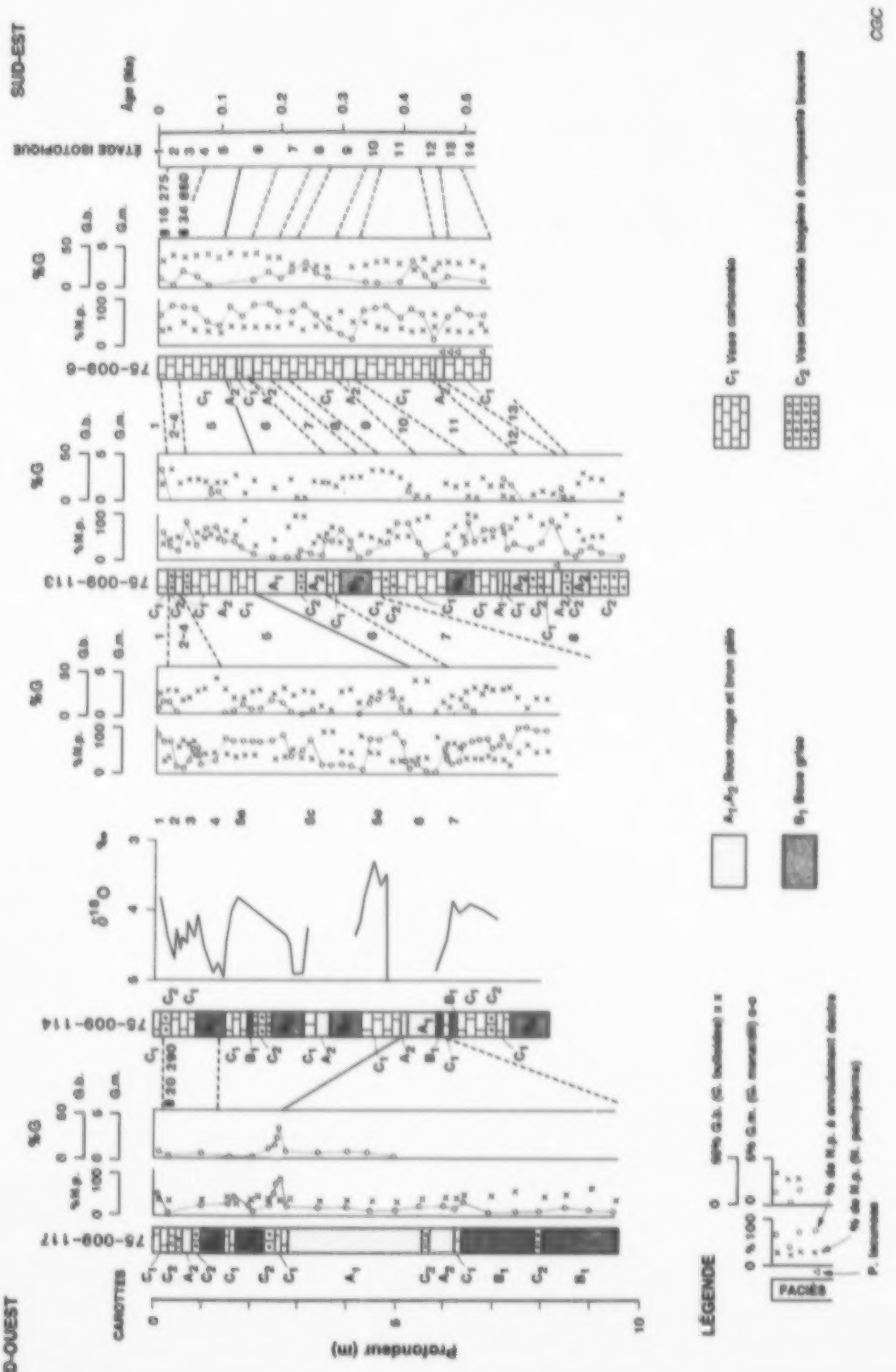
Le talus continental au-dessus du cône Laurentien comporte principalement un faciès acoustique chaotique (Meagher, 1984) qui, d'après des carottes peu profondes et des observations faites en submersible, se compose de boues rouges et de boues caillouteuses. La pétrologie des matériaux détritiques (Stow, 1981) montre que ces boues sont dérivées des sédiments du Paléozoïque inférieur et des couches rouges carbonifères du golfe du Saint-Laurent; les boues caillouteuses semblent être un faciès glaciel.

Glacis continental

Les carottages au piston (Stow, 1981) et les données acoustiques (Piper et al., 1985b) recueillis sur le cône Laurentien montrent que le plancher de la partie supérieure de la vallée de l'est se compose de graviers qui ont été transportés et moulés en de grandes figures sédimentaires de fond par le courant de turbidité déclenché par le séisme des Grands Bancs en 1929 (Piper et al., 1988). Du sable grossier est présent dans la zone terminale de la vallée. Dans le nord de la plaine Sohm, le lobe sableux est recouvert de sédiments pélagiques holocènes et de sables, de silts et de boues turbiditiques du Wisconsinien supérieur (Horn et al., 1971), sur lesquels repose une nappe de sable fin de 1 m d'épaisseur (datant de 1929 : Piper et Aksu, 1987). Sur les levées du cône Laurentien, des paires de silt et de boue turbiditiques rouge-brun du Wisconsinien tardif supportent environ 1 m de boues hémipélagiques gris olive pâle (Stow et Bowen, 1980).

Les sédiments du Quaternaire supérieur du glacis Néo-Écossais et des Grands Bancs sont lithologiquement similaires aux sédiments du cône Laurentien (Thomas, 1985). Les boues superficielles gris olive pâle ont 1 ou 2 m d'épaisseur, sont bioturbées et contiennent des quantités mineures de silts (Shor et al., 1984) et de rares sables qui sont probablement des contourites (Stow et Lovell, 1979). Ces boues recouvrent 1 ou 2 m de boues gris olive brunâtre qui contiennent quelques débris glaciels et reposent sur des boues et silts turbiditiques rouge-brun, similaires à ceux du cône Laurentien.

Les monts sous-marins Fogo, situés entre le cône Laurentien et les Grands Bancs, sont recouverts de sédiments pélagiques peu épais du Pliocène et du Quaternaire, dans lequels il y a alternance de vases biogènes interglaciaires et de boues glaciaires (Alam et al., 1983).


SUD-EST
NORD-OUEST
Profondeur (m)
CAROTTES
75-009-117
75-009-114
75-009-113
75-009-6
%G
ÉTAGE ISOTOPIQUE
Âge (Ma)
LÉGENDE
FACIÈS
A1, A2 Boue rouge et brun pâle
B1 Boue grise
C1 Vase carbonatée
C2 Vase carbonatée biogène à composante boueuse
CGC

Sur le talus et le glacis Néo-Écossais, les débris glaciels sont très étendus dans les sédiments du Wisconsinien tardif et de l'Holocène précoce (Piper, 1975b; Stow, 1977, 1978, 1981). Outre de minces horizons de boues granulaires « rouge brique » présents près du chenal Laurentien, des sables grossiers et des graviers sont dispersés dans l'ensemble de la séquence sédimentaire, mais sont plus abondants sur la partie supérieure du talus continental. À l'extrémité du chenal Laurentien, des graviers glaciels se composent à 70 % de grès rouges et gris, de calcaires et de dolomies, et à 30 % de roches cristallines ignées et métamorphiques en provenance du golfe du Saint-Laurent et des régions contiguës du Québec et de Terre-Neuve. Plus loin au sud-ouest, sur le talus et le glacis Néo-Écossais, les clastes sont remplacés par un assemblage de schiste ardoisier, de quartzite et de granite dérivé des granites et du Groupe de Meguma de la Nouvelle-Écosse. L'étude comparée des sources probables et des sédiments de la marge continentale suggère que la plupart des sables et des silts ont été dispersés perpendiculairement à l'accore, peut-être à partir de langues glaciaires distinctes (Stow, 1981). Ce transport probable par les courants entraîne une minéralogie des argiles généralement uniforme sur toute la marge Néo-Écossaise, où seules quelques légères variations de la teneur en kaolinite et en montmorillonite sont observées.

Plaine Sohm

D.E. Buckley

Dans le nord de la plaine Sohm, les sédiments du Wisconsinien supérieur sont composés de sables turbiditiques et de boues interstratifiées (Horn et al., 1971). À l'extrémité sud de la plaine, des boues turbiditiques du Wisconsinien supérieur reposent sur une couche épaisse et continue de sable, enfouie de 10 à 13 m sous le fond marin (Buckley, 1981). Dans ce dépôt, la texture superficielle des grains de quartz indique que les sables sont dérivés principalement de tills glaciaires et qu'ils ont été transportés sur plus de 1 000 m par des flots de particules sédimentaires ou en suspension dans un courant de turbidité majeur (Wang et al., 1982). La présence de charbon détritique montre que la source des sables comprenait la région adjacente au chenal Laurentien sur la plate-forme Néo-Écossaise (Hacquebard et al., 1981). Même si la plupart des sédiments ont vraisemblablement atteint la plaine Sohm en traversant le cône Laurentien, le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique et le grand chenal qui se prolonge à partir du talus continental au large du golfe du Maine ont probablement alimenté la plaine en sédiments au cours du Pléistocène tardif.

Figure 10-34. Coupes biostratigraphiques et lithostratigraphiques composites de quatre carottes prélevées dans les monts sous-marins Fogo (d'après Alam et al., 1983). Les dépôts de boue terrigène deviennent moins abondants et le taux de sédimentation diminue à mesure qu'on s'éloigne du rivage (c.-à-d., du nord-ouest au sud-est). Les graphiques de l'abondance relative des foraminifères planctoniques montrent également que les espèces d'eau chaude deviennent plus importantes vers le large : % N.p. = *Neogloboquadrina pachyderma*, où les croix indiquent le pourcentage de tous les foraminifères planctoniques et les cercles, de *N. pachyderma*; G.m. = % de *Globorotalia menardii* + *G. tumida*; G.b. = % de *Globigerina bulloides*. Les triangles figurent la présence du coccolithe *Pseudoemiliania lacunosa*, dont le sommet de la zone d'extension se trouve dans l'étage 12 de la stratigraphie isotopique. Les données sur les isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}O$ en ‰) pour la carotte 114 proviennent du foraminifère benthique *Uvigerina perigrina*; elles révèlent que les conditions des eaux de fond ont changé entre les intervalles glaciaires et interglaciaires. Les étages de la stratigraphie isotopique qui sont indiqués pour les autres carottes sont des interprétations fondées sur la corrélation des lithofaciès avec les changements dans l'abondance des foraminifères d'eau chaude.

Chronologie

Les détails de l'histoire glaciaire de la marge Néo-Écossaise sont méconnus. Les renseignements chronostratigraphiques les plus fiables proviennent de coupes en eau profonde qui contiennent des marqueurs de la stratigraphie isotopique de l'oxygène et biostratigraphiques qui peuvent être corrélés avec la biostratigraphie des milieux d'eau profonde établie dans les sondages du DSDP. De telles données (fig. 10-34) existent pour les monts sous-marins Fogo (Piper, 1975a; Alam et al., 1983). Plus près de la plate-forme continentale, les marqueurs biostratigraphiques et les isotopes de l'oxygène ont été influencés par des anciennes nappes glaciaires et sont donc plus difficiles à interpréter. Des sédiments glaciels récupérés sur les monts sous-marins Fogo datent du Pliocène moyen (Piper, 1975a), tout comme les dépôts de la mer du Labrador (Berggren, 1972). À la marge de la plaine Sohm, les sédiments biogènes du Pliocène moyen passent à des turbidites du Pliocène supérieur, au site 382 du DSDP; sur le talus Néo-Écossais, les taux de sédimentation du Quaternaire et du Pliocène tardif sont beaucoup plus élevés que ceux du Tertiaire tardif (Piper et al., 1986). Sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs, une discordance majeure sépare les sédiments du Quaternaire et ceux du Tertiaire supérieur. Ces changements dans le mode de sédimentation reflètent probablement des baisses fréquentes du niveau marin à compter du Pliocène tardif, ce qui a permis le transport de sédiments fluviatiles jusqu'à la bordure de la plate-forme continentale. Des profils de sismique-réflexion en provenance du talus Néo-Écossais (Piper et al., 1987) laissent croire que la première avancée majeure de nappes glaciaires sur la plate-forme continentale a eu lieu au Pléistocène moyen.

Les premiers indices directs de la glaciation dans le sud-est du Canada proviennent des carottes prélevées dans les monts sous-marins Fogo, à l'étage 6 de la stratigraphie isotopique, là où des argiles contiennent de nombreux grains de sable glaciaires apparemment dérivés des Grands Bancs (Alam et Piper, 1977). Dans les monts sous-marins Fogo, les sédiments font penser que la glaciation de l'étage 6 de la stratigraphie isotopique a fourni beaucoup plus de sédiments en provenance des bassins carbonifères autour du golfe du Saint-Laurent que toute autre glaciation pléistocène, du moins depuis l'étage 13 (Alam et al., 1983).

Sur le talus et le glacis, très peu des carottes prélevées dans les sédiments terrigènes ne pénètrent au-delà du Wisconsinien tardif; les taux de sédimentation terrigène élevés ont provoqué la dilution considérable des matières biogènes. La datation au radiocarbone de coquilles provenant du talus près du canyon Verrill (Mosher, 1986), indique que les taux de sédimentation étaient élevés, soit de l'ordre de 1 m/ka avant 13 ka, et que les sédiments datent de 18 ka à environ 8 m sous le fond marin. Les biseaux sous-jacents

de diamictes du talus supérieur sont rapportés à l'avancée glaciaire étendue du Wisconsinien précoce sur la plate-forme Néo-Écossaise, et servent donc de marqueur stratigraphique pour le Wisconsinien en général sur le talus continental. L'épaisseur des sédiments wisconsiniens sur le glacis est inconnue. Stow (1977) a obtenu un âge (carbonate total) de 15 510 ± 530 BP (GX-4780) près de la base des sédiments biogènes gris olive du talus Néo-Écossais; il a reconnu provisoirement une inversion de polarité magnétique (événement de Mungo Lake ?) 1,5 m plus bas, au contact des boues gris olive brunâtre à débris glaciels et des boues turbiditiques rouge-brun sous-jacentes. Un âge de 8 955 ± 280 BP (GX-4779) a été obtenu à la base de la séquence de boue biogène gris olive sur le cône Laurentien. Des sédiments interglaciaires (étage 5e de la stratigraphie isotopique) ont été reconnus dans une carotte dans laquelle l'érosion a fait disparaître le Wisconsinien. Les sédiments sous-jacents sont des boues brun-gris contenant des clastes abondants de la dimension du gravier. Il est donc possible de reconnaître une séquence cyclique de sédiments glaciaires : les limites maximales d'avancée glaciaire sur la plate-forme continentale correspondent aux époques d'apports maximaux de sables en mer profonde. Ces sables sont recouverts de boues turbiditiques rouge-brun et y sont interstratifiés. Des boues olive brunâtre contenant des quantités considérables de débris glaciels marquent les dernières étapes du retrait glaciaire. Aux endroits où l'accore est peu profond, des sédiments grossiers se sont également accumulés durant la phase de bas niveau marin du Wisconsinien tardif. Des boues biogènes gris olive se sont déposées durant les interglaciaires. Les processus associés aux turbidites semblent avoir persisté plus longtemps au cours du Wisconsinien tardif sur le cône Laurentien que sur la marge Néo-Écossaise.

Vilks et al. (1985) ont fait la distinction entre les sédiments glaciaires du Pléistocène et les sédiments interglaciaires typiques de l'Holocène sur la plaine Sohm. Au cours des épisodes glaciaires, des courants de turbidité ont souvent transporté des sédiments depuis la marge continentale au large de la côte Est du Canada; par opposition, les séquences granoclassées sont rares dans la coupe holocène. Du sable épais du Wisconsinien moyen est reconnu sur la partie distale de la plaine Sohm. Les taux de sédimentation ont varié considérablement, les taux moyens ayant probablement dépassé 1,2 m/ka durant une partie du Pléistocène, et 0,15 m/ka durant l'Holocène. Les matériaux accumulés durant les périodes de faible sédimentation entre les événements turbiditiques majeurs proviennent probablement de monts sous-marins locaux et de plates-formes abyssales. Les sédiments de la plaine Sohm contiennent des débris volcaniques dérivés de sources locales dans le nord-ouest de l'Atlantique (Stanley et Taylor, 1981; Stanley et al., 1981). Biscaye et Eittreim (1977) ont fourni des indices montrant que des volumes importants de sédiments ont été transportés en suspension dans la couche néphéloïde, à travers le nord et le centre de la plaine Sohm. La direction de transport de la couche néphéloïde est généralement déterminée par les courants océaniques profonds prédominants, tels que le sous-courant occidental côtier qui est capable de transporter des sédiments fins à partir de la mer du Labrador jusqu'au seuil des Bermudes (Laine, 1980). Des « tempêtes » abyssales, comme celles qui ont été décrites par Hollister et McCave (1984) sur le glacis Néo-Écossais, peuvent également éroder certaines des zones de sédiments pélagiques adjacentes à la plaine Sohm. Cela expliquerait la mise en place dans le sud de la plaine Sohm, durant l'Holocène, de sédiments riches en carbonate qui contiennent des foraminifères planctoniques subtropicaux (Vilks et al., 1985).

RÉGION DE LA MER DU LABRADOR
Plate-forme nord-est de Terre-Neuve

D.J.W. Piper, G.B. Fader et P.J. Mudie

La plate-forme nord-est de Terre-Neuve (carte 850-A, en pochette) comporte deux bancs externes profonds qui sont situés à des profondeurs d'eau de 200 à 300 m et limités par des cuvettes transversales profondes dont la morphologie est anormalement complexe. Warren (1976) attribue cette complexité en partie à des torrents d'eau de fonte sous-glaciaires. Le bassin St. Anthony, qui atteint quelques 400 m de profondeur et semble être un prolongement de la cuvette marginale du Labrador, se trouve au milieu de la plate-forme. La plate-forme interne possède une physiographie complexe qui reflète la nature variée du substratum rocheux de la région (Dale et Haworth, 1979).

La plate-forme nord-est de Terre-Neuve est beaucoup plus profonde que les zones de plate-forme continentale situées au large de la partie sud de Terre-Neuve et de la Nouvelle-Écosse. Une séquence stratigraphique acoustique a été définie sur la partie interne de la plate-forme dans la baie Notre-Dame (Dale, 1979; Dale et Haworth, 1979). Du till supporte des sédiments stratifiés sous-jacents à des boues acoustiquement transparentes. Des carottages à piston (Dale, 1979; Mudie et Guilbault, 1982; Scott et al., 1984b) présentent la séquence stratigraphique suivante, de haut en bas. Une boue gris olive contenant localement des débris glaciels correspond à l'unité superficielle acoustiquement transparente. L'unité acoustiquement stratifiée est mise en corrélation avec une séquence de boues de 6 m d'épaisseur dans laquelle les débris glaciels sont fréquents et qui repose sur 2 m de boues rubanées à diatomées et sur un till raide stratifié, peu épais. Du till rouge raide, non trié et sans microfossiles, a été échantillonné à la base des sondages. La datation au radiocarbone organique total de deux échantillons extraits près de la base de l'unité à diatomées, donne des âges de 25 490 + 1 570 − 1 310 BP (GX-6404) et de 21 980 ± 1 135 BP (GX-7763), après correction pour le carbone inerte, ce qui fait penser que l'unité date de 17 à 18 ka (Mudie et Guilbault, 1982). Dans l'unité acoustiquement stratifiée, les pollens et les dinoflagellés sont rares ou absents, bien que le kyste de type P, un kyste à paroi organique qui de nos jours abonde uniquement dans certaines parties de l'Arctique canadien, y soit fréquent. Les foraminifères benthiques sont représentés par les cénozones à *Cassidulina reniforme* et à *Elphidium excavatum* f. *clavata* (fig. 10-4, tableau 10-3). L'absence de pollen et de dinoflagellés et l'abondance de débris glaciels suggèrent que la sédimentation a eu lieu à proximité d'un glacier. Les sédiments rubanés à diatomées font penser qu'il y a eu des remontés périodiques d'eau riche en nutriments le long d'une marge glaciaire flottante (Foldvik et Kvinge, 1977). Les boues gris olive, qui correspondent à l'unité superficielle acoustiquement transparente, ont un âge maximal estimé de 10 ka, d'après la datation au radiocarbone organique total (9 185 ± 359 BP, GX-7765; 9 525 ± 315 BP, GX-7764) (Mudie et Guilbault, 1982). Des foraminifères benthiques (fig. 10-4) récupérés dans cette unité témoignent de l'établissement du courant du Labrador et du refroidissement récent des eaux de la plate-forme interne.

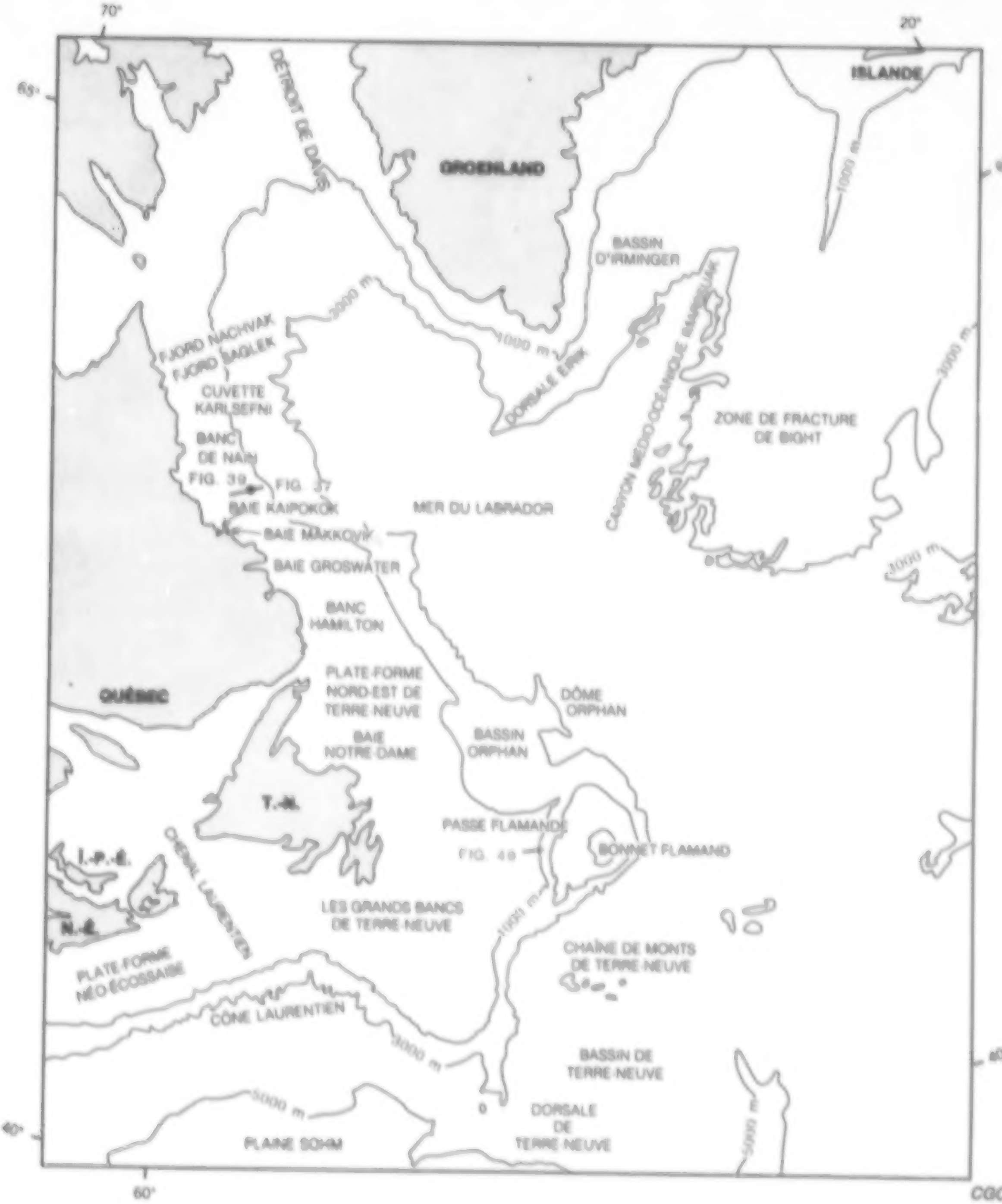


Figure 10-35. Carte de localisation de la mer du Labrador et des plates-formes continentales adjacentes.

La zone L à dinokystes témoigne d'un environnement semblable à celui d'aujourd'hui au large de la plate-forme du Labrador, tandis que le sommet de la zone M reflète le refroidissement récent des eaux de la plate-forme interne (tableau 10-3).

La plate-forme externe est moins bien connue. Des profils sismiques de reconnaisance indiquent que le till dans les cuvettes se prolonge jusqu'à l'accore. Au large de la baie de la Conception, le till forme une série de crêtes transversales pouvant atteindre 15 m de haut. L'affouillement glaciaire y est étendu et a pertubé la stratigraphie du fond. Piper et al. (1978) ont proposé une biostratigraphie provisoire fondée sur des échantillons courts de carottages par gravité prélevés dans le chenal de Bonavista, qui représente probablement une séquence similaire à celle de la baie Notre-Dame. Des glaces ancrées devaient être présentes dans la partie interne de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve au Wisconsinien tardif; des carottes provenant du bassin Orphan suggèrent qu'une marge glaciaire se trouvait à la bordure de la plate-forme continentale au Wisconsinien moyen.

Plate-forme du Labrador

H.W. Josenhans

Physiographie

La plate-forme du Labrador (carte 850-A, en pochette) comporte une plate-forme externe de bancs et de cols qui est séparée d'une plate-forme interne irrégulière par une cuvette marginale profonde marquant la limite entre les roches précambriennes du Labrador et le prisme sédimentaire crétacé-cénozoïque de la marge continentale (fig. 10-36). Les bancs ont des sommets relativement plats et leur profondeur varie de 120 à 200 m. La profondeur des cols varie normalement de 400 à 500 m et diminue vers le large à partir de la cuvette marginale qui atteint une profondeur maximale de 800 m.

Lithostratigraphie

Les faciès acoustiques des sédiments quaternaires sont reconnus au moyen de critères similaires à ceux qui sont utilisés sur la plate-forme Néo-Écossaise. Des diamictes qui sont vraisemblement du till glaciaire s'étendent jusqu'à une profondeur d'eau de 600 m sur la bordure de la plate-forme continentale, à quelque 150 km au large de la côte; ils sont recouverts de sédiments postglaciaires et proglaciaires qui atteignent leur épaisseur maximale dans les cols. Du till repose sur une séquence de mudstones qui présente un style sédimentaire progradant sur les profils de sismique-réflexion (fig. 10-37). Elle a donc reçu le nom informel de « séquence de progradation », et son caractère acoustique suggère qu'elle se compose probablement de dépôts deltaïques préglaciaires ou proglaciaires. Une corrélation avec le bassin de la mer du Labrador laisse croire que la séquence de progradation date du Pléistocène précoce à moyen (Myers, 1986). Des strates tertiaires affleurent localement sur la marge occidentale des bancs.

Le Drift de Labrador Shelf se compose de trois tills distincts. Le Till inférieur (fig. 10-37) est composite, s'étend sur toute la plate-forme continentale et passe à des sédiments proglaciaires stratifiés sur le talus supérieur, à une profondeur d'eau d'environ 600 m. Les parties inférieures de ce till composite sont discontinues et ont été érodées dans les zones les plus profondes des cols, où les tills plus récents reposent directement sur le substratum rocheux. Le Till inférieur semble être le mieux consolidé des tills, mais il n'a pas encore été bien échantillonné.

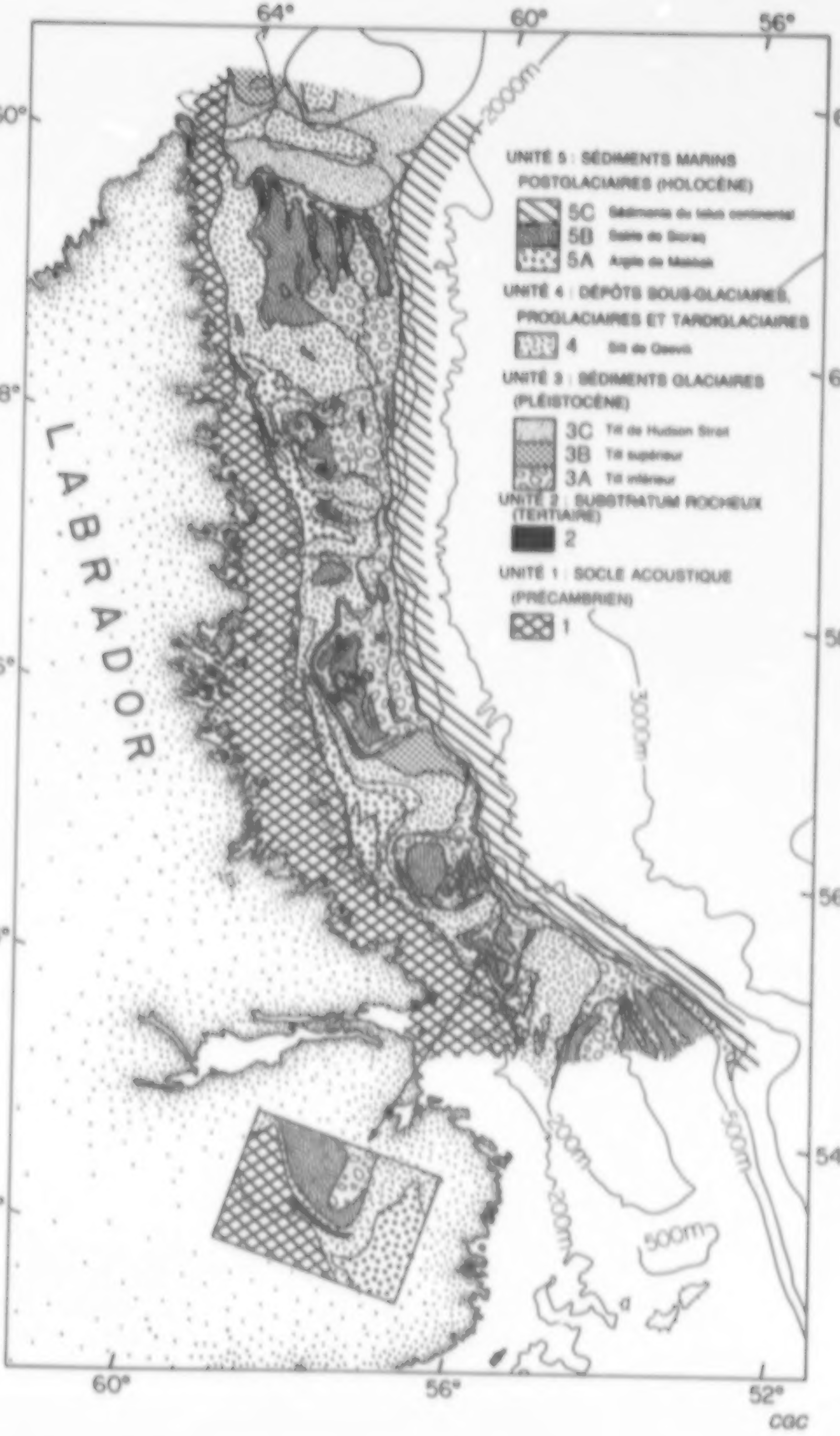
Le Till supérieur s'étend sur la plate-forme interne jusqu'aux marges occidentales des bancs externes et plus loin à l'est sous la forme de lobes dans les cols (3B à la fig. 10-38). Le Till supérieur est absent du sommet des bancs à des profondeurs d'eau inférieures à 100 m. Son contact avec le Till inférieur est régulier, ce qui suggère qu'il résulte de l'érosion glaciaire planaire. Sa surface supérieure est ondulée et a été râclée par des icebergs. Du côté continental de la cuvette marginale au large du Labrador septentrional et à des endroits isolés au large du Labrador méridional, un réseau morainique linéaire discontinu possède un noyau de Till inférieur et est recouvert de Till supérieur. Ce réseau morainique pourrait représenter une ligne d'ancrage qui a persisté durant le retrait glaciaire. Le Till supérieur n'est que légèrement surconsolidé. Il contient des clastes de roches cristallines, vraisemblablement en provenance du Labrador, dans une matrice plus fine dérivée largement des strates Tertiaires de la plate-forme continentale. Le demi-mètre supérieur du till semble avoir été remanié, probablement par le vêlage d'une marge glaciaire ou par des icebergs, et contient de rares foraminifères usés et clastes carbonatés lithiques.

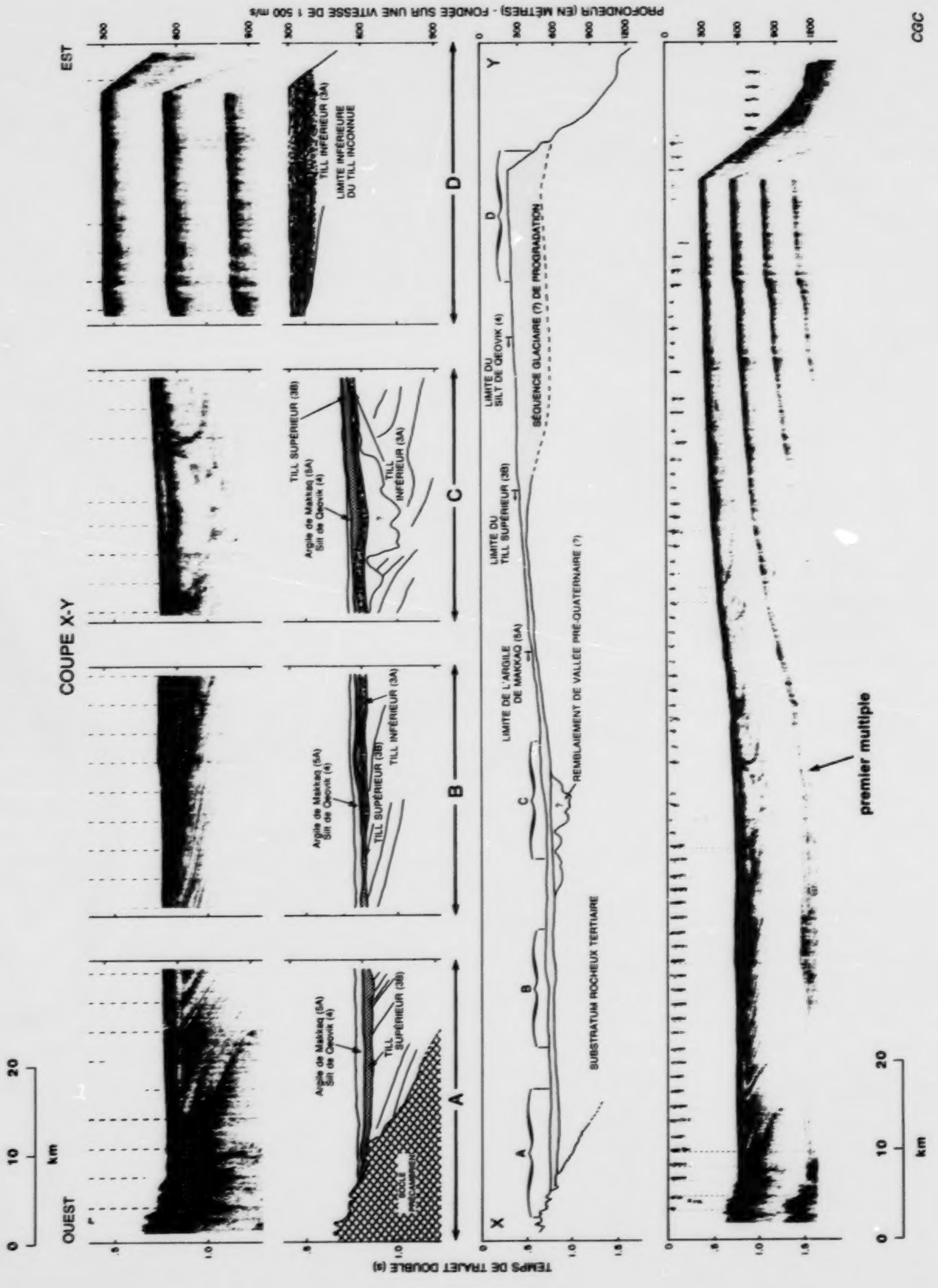
Le Till de Hudson Strait (3C à la fig. 10-38) n'est observé qu'à proximité de l'embouchure du détroit d'Hudson où il est sus-jacent à des silts proglaciaires stratifiés qui reposent sur le Till supérieur. À des profondeurs d'eau inférieures à 610 m, les sédiments sous le till sont déformés, ce qui porte à croire que la glace était ancrée au fond jusqu'à cette profondeur. Ce till contient de nombreux clastes carbonatés.

Le Silt de Qeovik (fig. 10-39) repose sur le Till supérieur et est caractérisé par un mode de sédimentation concordant qui épouse la surface du till sous-jacent. Les réflecteurs sont discontinus dans la partie inférieure de l'unité, mais dans la partie supérieure, des réflecteurs cohérents et continus peuvent êtres retracés sur des dizaines de kilomètres. L'unité atteint son épaisseur maximale de 40 m dans les zones profondes des cols et de la cuvette marginale. Elle s'amincit en biseau contre les hauteurs bathymétriques sur la plate-forme continentale interne et contre les banc externes. Elle est plus épaisse du côté sud des cols, probablement à cause de la circulation régionale des courants à partir du nord. C'est une boue sableuse et silteuse mal triée, qui contient souvent des débris glaciels plus grossiers. Le silt est caractérisé par la présence de matériaux carbonatés lithiques qui représentent 60 à 80 % de la fraction sableuse près du détroit d'Hudson, et 30 à 60 % au centre de la plate-forme du Labrador.

L'Argile de Makkaq recouvre le Silt de Qeovik; la stratification, bien que fine, y est bien développée et elle est presque transparente sur les enregistrements acoustiques. Elle présente un style de sédimentation confiné et se trouve uniquement dans les parties les plus profondes des

Figure 10-36. Répartition des unités stratigraphiques acoustiques de la plate-forme du Labrador qui sont définies dans le texte. L'unité 1 (socle acoustique) est généralement recouverte d'un placage de sédiments glaciaires et postglaciaires indifférenciés dont l'épaisseur totale est inférieure à 10 m.


64°
60°
56°
60°
58°
56°
54°
52°
62°
60°
58°
56°
54°
60°
56°
52°
LABRADOR
2000m
3000m
200m
500m
UNITÉ 5 : SÉDIMENTS MARINS POSTGLACIAIRES (HOLOCÈNE)
5C
5B
5A
UNITÉ 4 : DÉPÔTS SOUS-GLACIAIRES, PROGLACIAIRES ET TARDIGLACIAIRES
4
UNITÉ 3 : SÉDIMENTS GLACIAIRES (PLÉISTOCÈNE)
3C Till de Hudson Strait
3B Till supérieur
3A Till inférieur
UNITÉ 2 : SUBSTRATUM ROCHEUX (TERTIAIRE)
2
UNITÉ 1 : SOCLE ACOUSTIQUE (PRÉCAMBRIEN)
1
CGC


COUPE X-Y
OUEST
EST
km
0
10
20
TEMPS DE TRAJET DOUBLE (s)
PROFONDEUR (EN MÈTRES) - FONDÉE SUR UNE VITESSE DE 1 500 m/s
A
B
C
D
X
Y
Argile de Makkaq (5A)
Silt de Qeovik (4)
TILL SUPÉRIEUR (3B)
TILL INFÉRIEUR (3A)
SOCLE PRÉCAMBRIEN
LIMITE INFÉRIEURE DU TILL INCONNUE
LIMITE DE L'ARGILE DE MAKKAQ (5A)
LIMITE DU TILL SUPÉRIEUR (3B)
LIMITE DU SILT DE QEOVIK (4)
SÉQUENCE GLACIAIRE (?) DE PROGRADATION
REMBLAIEMENT DE VALLÉE PRÉ-QUATERNAIRE (?)
SUBSTRATUM ROCHEUX TERTIAIRE
premier multiple
CGC

cols et de la cuvette marginale. Dans les cols de Cartwright et de Hopedale, elle est observée uniquement à des profondeurs d'eau supérieures à 400 m, tandis que dans la cuvette Karlsefni, elle s'est accumulée à des profondeurs d'eau aussi faibles que 175 m. Son épaisseur est généralement inférieure à 10 m, mais atteint localement 30 m. Elle se compose de boues bioturbées gris olive avec de rares débris glaciels plus grossiers. Les matériaux carbonatés lithiques y sont rares.

Le Sable de Sioraq est observé uniquement sur les bords et les sommets des bancs. C'est une unité acoustiquement homogène ou faiblement stratifiée qui se compose de sable boueux ou fin avec un peu de gravier. Il forme un placage discontinu sur du till sur les bancs externes. Il est dérivé d'un mélange de débris glaciels et de tills ayant été remaniés par des icebergs, des vagues de tempête et des courants. Il atteint son épaisseur maximale en aval des hauteurs topographiques; sa teneur en boue est supérieure là où la profondeur de l'eau dépasse 100 m. Il semble être contemporain de l'Argile de Makkaq.

Biostratigraphie et chronologie

De nombreuses datations au radiocarbone sont disponibles pour la plate-forme du Labrador, mais elles sont souvent contradictoires†. Dans le Silt de Qeovik, l'occurrence de carbone inerte remanié et l'importance de l'affouillement glaciaire (et donc du remaniement éventuel) présentent des problèmes particuliers. Dans le col de Cartwright, la datation au radiocarbone organique total révèle un accroissement progressif de l'âge avec la profondeur (Vilks, 1980) jusqu'à un maximum d'environ 21 050 ans à mi-chemin dans la coupe du Silt de Qeovik. La datation au radiocarbone organique total a donné deux âges d'environ 12 ka (Josenhans et al., 1986) plus bas dans la coupe; ces âges pourraient résulter d'une contamination ou encore indiquer que les âges établis par Vilks ont été influencés par la présence de carbone inerte. Au large du fjord Saglek, des coquilles datées de 31 400 ± 430 BP (B-11192) ont été recueillies près de la base du Silt de Qeovik, dans une séquence affouillée du Till supérieur et du Silt de Qeovik sus-jacent. Toutefois, le sommet du Till supérieur a donné un âge ^{14}C organique total d'environ 10 ka. Des âges établis au radiocarbone organique total pour le col de Hopedale varient de 20 à 25 ka pour le sommet du Till supérieur, et de 10 à 15 ka pour la partie inférieure du Silt de Qeovik. Sur toute la plate-forme du Labarador, la base de l'Argile de Makkaq semble dater d'environ 8 ka (Josenhans et al., 1986).

La coupe biostratigraphique du col de Cartwright (fig. 10-4, tableau 10-4) peut être reliée à la coupe reconnue plus loin au sud sur la marge continentale de l'Est du Canada (Scott et al., 1984b). Dans le Silt de Qeovik, les pollens sont relativement rares et dominés par *Sphagnum* et *Betula*, ce qui indique l'existence d'une toundra arctique à proximité (Vilks et Mudie, 1978). L'écozone d'*Elphidium excavatum* (foraminifères) observée dans le Silt de Qeovik témoigne de conditions proglaciaires qui furent remplacées par l'Eau du courant externe du Labrador (abondance accrue de *Neogloboquadrina pachyderma*) dans la partie supérieure du Silt de Qeovik. La plupart des groupes de microfossiles présentent des changements importants au contact avec l'Argile de Makkaq, où il y a établissement de la cénozone de *Nonionellina labradorica* et de l'apparition de pollens abondants de la zone CS2; cependant, la cénozone CN des dinokystes traverse cette limite. Des écozones de foraminifères semblables sont reconnues dans des carottes provenant du centre et du nord de la plate-forme du Labrador.

Figure 10-37. Interprétation d'un profil de sismique-réflexion à travers la partie centrale de la plate-forme du Labrador, à proximité du col de Hopedale. Ce profil a été obtenu au moyen d'un canon à air et montre la répartition des unités stratigraphiques acoustiques. La position du profil est indiquée à la figure 10-35.

Inlets et fjords côtiers

La côte du Labrador est profondément disséquée par d'innombrables inlets, îles et hauts-fonds. La côte externe est presque totalement dépourvue de sédiments (Vilks et al., 1982), tandis que des séquences épaisses de sédiments sont présentes dans les eaux plus abritées des fjords et de leurs prolongements supralittoraux. L'inlet Hamilton (y compris le lac Melville), dans le sud du Labrador, les baies Makkovik et Kaipokok, dans le centre du Labrador, et les fjords Saglek et Nachvak, dans le nord du Labrador, ont été étudiés en détail (fig. 10-35).

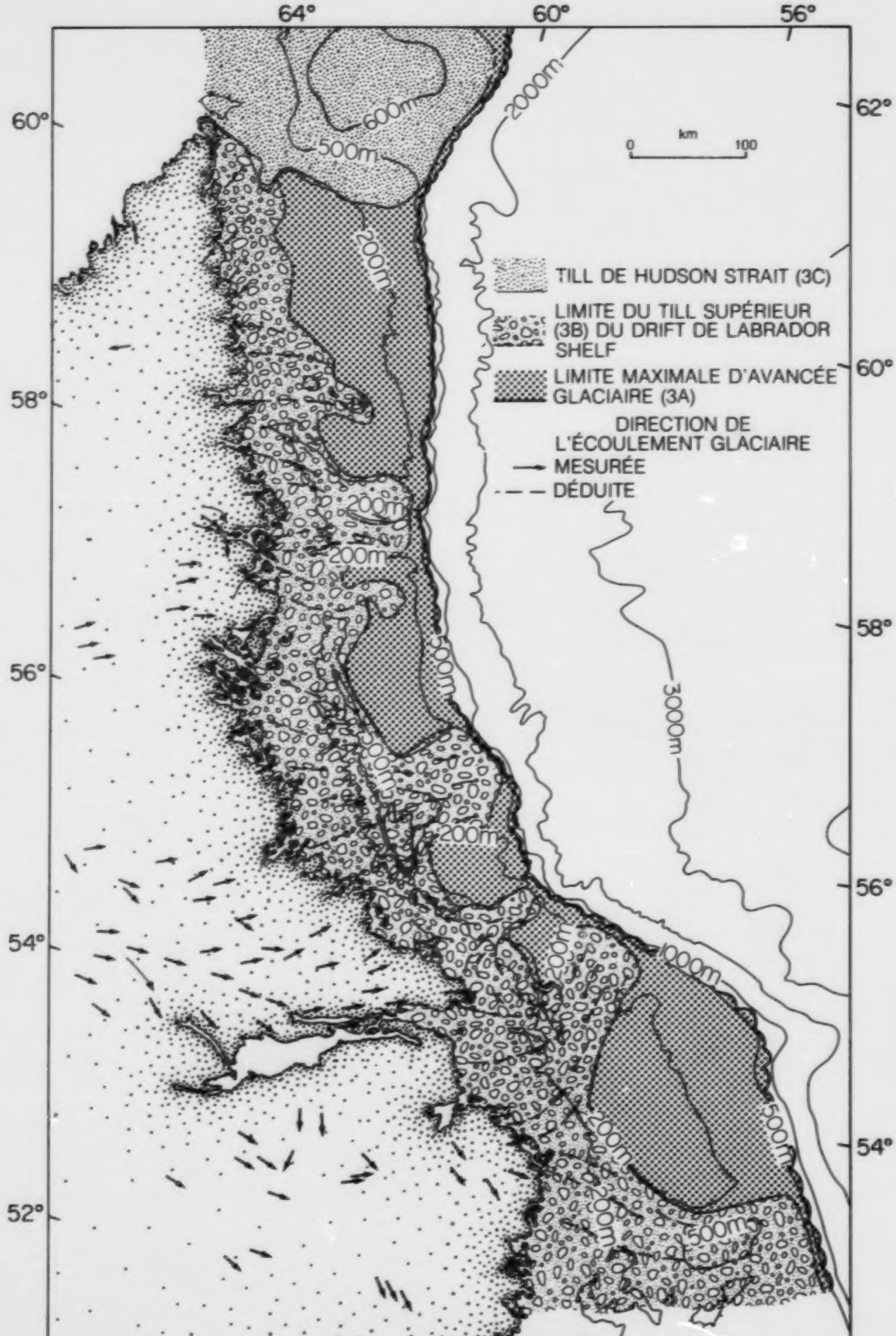
Inlet Hamilton

G. Vilks

Le réseau de l'inlet Hamilton comprend la baie Groswater, le chenal The Narrows, le lac Melville et la baie Goose et se prolonge 250 km à l'intérieur de la côte du Labrador; il est suffisamment important pour avoir influencé la géologie quaternaire régionale. Le territoire avoisinant révèle que le bassin de l'inlet Hamilton a modifié l'écoulement régional vers l'ouest des glaces de glacier (Fulton et Hodgson, 1979). L'axe du bassin contient une cuvette étroite creusée dans le socle cambro-précambrien, qui a été approfondie jusqu'à presque 600 m sous le niveau marin actuel. Cette cuvette est comblée d'un maximum de 400 m de sédiments meubles (Grant, 1975). À l'extérieur de la cuvette, l'épaisseur des sédiments atteint un maximum de 40 m. Les profils sismiques de haute résolution montrent que ces sédiments se composent de tills discontinus dans les dépressions du socle isolées, sur lequels reposent des sédiments glaciomarins ou glaciolacustres proximaux, parfois laminés. Ces derniers passent à des séquences distales continues de réflecteurs acoustiques puissants, étroitement espacés, dans la cuvette axiale et qui correspondent probablement à des turbidites. Les sédiments postglaciaires se déposent à partir d'un panache en provenance du fleuve Churchill qui couvre l'ensemble du lac Melville au-dessus de la pycnocline. Ce processus a produit l'unité acoustiquement transparente qui recouvre les sédiments, en concordance.

Des carottages par piston qui ont pénétré l'unité acoustiquement transparente de sédiments postglaciaires montrent les changements survenus dans la géochimie, la lithologie et les foraminifères, lesquels témoignent des processus de déglaciation et de modification environnementale attribués à la réduction progressive de la profondeur du seuil (Vilks et Mudie, 1983). La datation au radiocarbone d'une coquille entière recueillie au sommet des sédiments tardiglaciaires stratifiés donne un âge de 7 970 ± 90 BP

† Voir l'addenda


64°
60°
56°
60°
58°
56°
54°
52°
62°
60°
58°
56°
54°
60°
56°
52°
0 km 100
600m
500m
2000m
200m
200m
200m
300m
3000m
200m
1000m
500m
500m
TILL DE HUDSON STRAIT (3C)
LIMITE DU TILL SUPÉRIEUR (3B) DU DRIFT DE LABRADOR SHELF
LIMITE MAXIMALE D'AVANCÉE GLACIAIRE (3A)
DIRECTION DE L'ÉCOULEMENT GLACIAIRE
MESURÉE
DÉDUITE

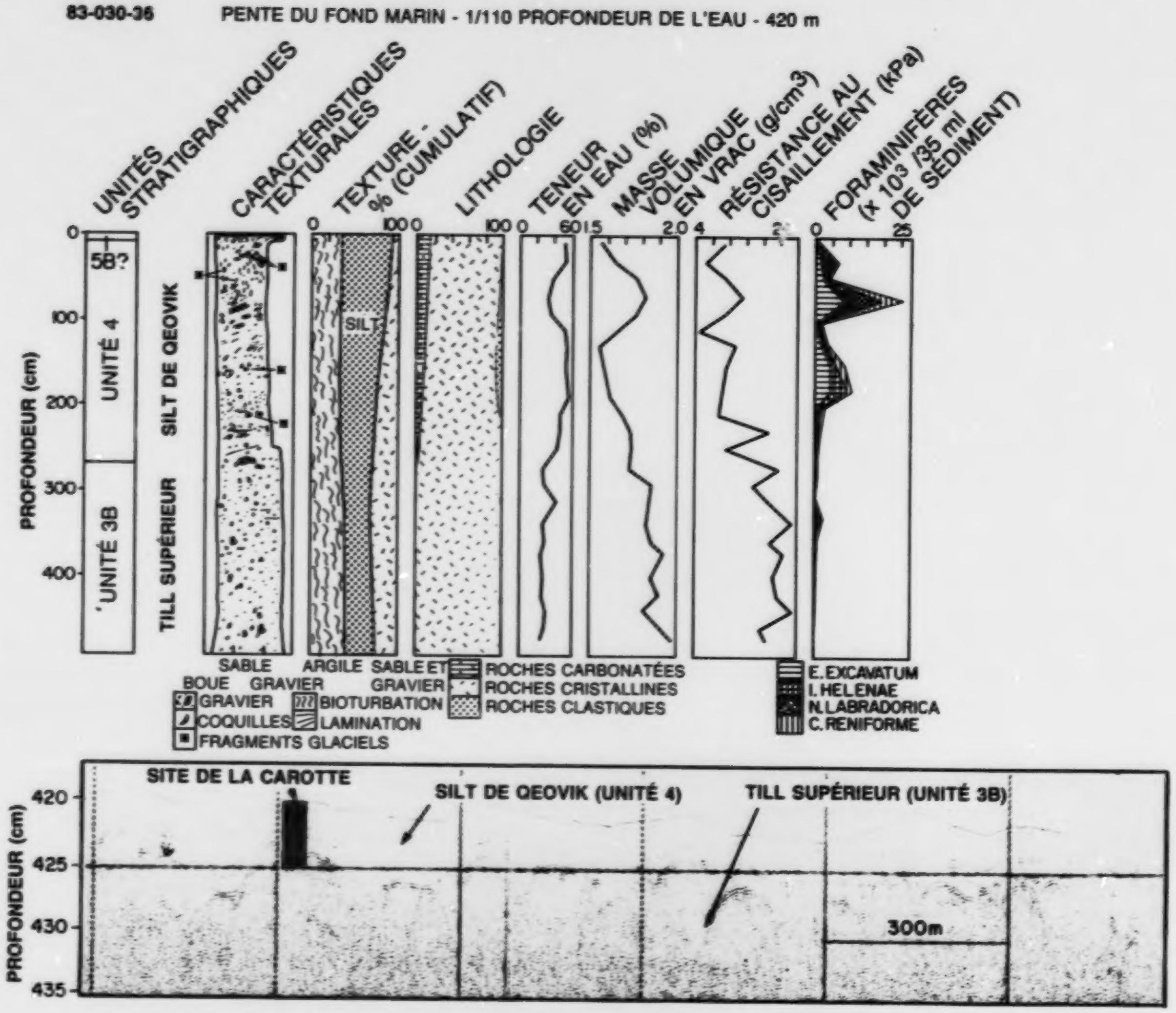


Figure 10-39. Stratigraphie de la carotte 83-030-36, qui provient du col de Hopedale et traverse le Silt de Qeovik et le Till supérieur. Le profil de sismique-réflexion montre le cadre régional. L'emplacement de la carotte est indiqué à la figure 10-35.

(TO-200). Les sédiments glaciomarins stratifiés sont nettement laminés et presque entièrement dépourvus de foraminifères. Ils donnent des valeurs $\delta^{13}C$ typiques des sols actuels situés à proximité de la baie Goose, ce qui suggère qu'ils se sont accumulés dans un milieu lacustre (Tan et Vilks, 1987). Ces boues tardiglaciaires passent vers le haut de la coupe à des sédiments postglaciaires bioturbés qui contiennent des foraminifères calcaires et présentent un plus faible déficit en ^{13}C; cela indique donc qu'il y a eu addition de carbone biogène marin. Vers le haut des carottes, les foraminifères calcaires cèdent la place à des espèces arénacées, ce qui traduit la remontée de l'embouchure du lac par suite du relèvement isostatique. La salinité des eaux de fond du lac Melville est de 4 ‰ moins élevée que la salinité des eaux de la plate-forme du Labrador.

Le lac Melville est dépourvu de till massif mais contient des séquences épaisses de dépôts glaciomarins ou glaciolacustres qui portent à croire que le bassin du lac Melville a servi de zonr de dépôt maximal pour les débris provenant de glaces de vêlage et d'eaux de fonte durant la déglaciation. Le bassin du lac Melville semble avoir été rempli d'eau douce durant la déglaciation, malgré la présence, à l'embouchure du lac, d'un chenal produit par la dépression isostatique, qui était beaucoup plus large et plus profond que celui d'aujourd'hui. Les eaux de fond estuariennes qui y ont reflué ont pu ne pas être salines, puisque l'ensemble de la plate-forme interne du Labrador contenait un biseau d'eau douce durant la période de production maximale des eaux de fonte. Dans la baie Groswater, sur la plate-forme interne, Vilks et al. (1982) ont également observé des sédiments stratifiés dépourvus de foraminifères à la base des carottes, ce qui pourrait indiquer la présence d'eau douce.

Figure 10-38. Directions déduites de l'écoulement glaciaire et étendue latérale des avancées glaciaires majeures sur la plate-forme du Labrador. 3A - Till inférieur; 3B - Till supérieur; 3C - Till de Hudson Strait. Les données sur l'écoulement glaciaire sur le continent sont tirées de Vincent (1989a).

Fjords du Labrador central
D.J.W. Piper

La géologie marine quaternaire n'est bien connue que dans deux fjords du Labrador central, soit les baies Makkovik et Kaipokok (Barrie et Piper, 1982; Kontopoulos et Piper, 1982b). Ces baies ont un relief peu prononcé et une profondeur maximale d'environ 100 m. Elles sont divisées en plusieurs bassins rocheux et séparées de la plate-forme du Labrador par des seuils du socle peu profonds et une vaste zone de hauts-fonds et d'îles. Les dépôts de till sont peu épais dans le domaine continental. Les glaces du Wisconsinien tardif devaient se prolonger au moins jusqu'à la côte actuelle.

Trois unités stratigraphiques acoustiques principales sont reconnues dans les deux fjords. Un dépôt qui pourrait être du till glaciaire est recouvert de structures ressemblant à des moraines de désancrage ainsi que de sédiments grossiers stratifiés qui comblent les bassins et sont interprétés comme des dépôts de turbidites et de deltas proglaciaires ou juxtaglaciaires. Ces sédiments supportent une séquence épaisse de boues qui épousent la topographie préexistante et ont été mises en corrélation avec le Silt de Qeovik au large de la côte. Ces boues contiennent des associations de foraminifères caractéristiques d'un milieu allant d'une baie externe à une plate-forme interne; ces organismes indiquent une circulation estuarienne nettement stratifiée, où les sédiments issus principalement du ruissellement provenaient d'un panache superficiel d'eau douce. Les foraminifères de cette unité ont fourni un âge ^{14}C de 10 275 ± 225 BP (GX-6345), ce qui indique que la côte était libre de glace à cette époque. Les sédiments holocènes susjacents qui comblent le bassin présentent normalement un style acoustique confiné et ont été mis en corrélation avec l'Argile de Makkaq trouvée au large de la côte. L'importance relative des apports de sédiments fournis par le ruissellement et par l'action des vagues sur les sédiments marins varie en fonction de l'âge et de la position à l'intérieur du fjord. Une discordance d'érosion étendue dans les boues du bassin et dont ^{14}C organique total varie de 7 475 ± 160 BP (GX-5811) à 5 690 ± 280 BP (GX-6346), pourrait être reliée à l'action accrue des vagues de tempête durant la période hypsithermale de l'Holocène.

Fjords du Labrador septentrional
H.W. Josenhans et D.J.W. Piper

Au Labrador septentrional, des travaux récents menés à terre par Clark (1984) et Evans (1984) ont révélé des indices témoignant de deux avancées wisconsiniennes de l'Inlandsis laurentidien dans la région. La première avancée a déposé le drift d'Iron Strand, et le profil glaciaire déduit suggère que la glace s'est étendue d'au moins 25 à 50 km sur le banc Saglek. Des sédiments marins qui reposent sur le drift d'Iron Strand semblent dater du Wisconsinien moyen, d'après la datation au radiocarbone et l'aminostratigraphie (Andrews et Miller, 1984). L'avancée plus récente (la glaciation de Saglek reconnue par Ives, 1958) a érigé un réseau morainique important à des altitudes dépassant 200 m à terre, mais les zones plus élevées sont demeurées libres de glace. Clark et Josenhans (1986) ont proposé que le profil glaciaire observé à terre aurait permis aux glaciers de Saglek de se prolonger vers le large à travers les cols jusqu'à la bordure de la plate-forme continentale, dans la mesure où la contrainte de cisaillement à la base de la glace était faible au-dessus des sédiments marins plus anciens. La glaciation de Saglek semble dater du Wisconsinien tardif, et ses dépôts supportent des sédiments glaciomarins plus récents au large de la côte et en un endroit de la côte (Løken, 1962).

La séquence suivante, présentée de la base au sommet, est fondée sur des données acoustiques dans le fjord Saglek : un socle rocheux; un till inférieur sus-jacent au socle; plus de 50 m de sédiments stratifiés; un till supérieur de 20 à 40 m d'épaisseur; et une unité en surface de sédiments stratifiés de 40 m d'épaisseur. Le till inférieur a été corrélé avec le drift d'Iron Strand, et le till supérieur avec la glace ancrée de la glaciation de Saglek; toutefois, il reste à confirmer cette chronologie au moyen d'études détaillées. La stratigraphie ne présente aucune continuité bien définie depuis les fjords jusqu'à la plate-forme continentale, mais quelques coupes isolées sur les enregistrements sismiques suggèrent qu'une corrélation pourrait être possible. Au large de la côte, aucun réseau morainique n'a été observé qui puisse marquer la limite de la glaciation de Saglek. La crête de till trouvée du côté continental de la cuvette marginale ne semble pas être une moraine terminale, car les tills inférieur et supérieur de la plate-forme continentale la traversent.

Synthèse de l'histoire glaciaire

Le Till inférieur, qui est postérieur au Wisconsinien tardif, marque au moins une avancée majeure des glaces ancrées sur l'ensemble de la plate-forme du Labrador. Le contact net et uni des tills inférieur et supérieur est interprété comme un contact d'érosion produit au cours d'une réavancée glaciaire qui a précédé la mise en place du Till supérieur et complètement enlevé le Till inférieur sur une partie de la plate-forme interne à des profondeurs d'eau allant jusqu'à 750 m. Cette masse glaciaire épaisse qui a déposé le Till supérieur a été largement limitée à la plate-forme interne et aux cols; elle ne semble pas avoir avancé sur les bancs. La mise en place du Till supérieur a eu lieu durant le retrait glaciaire, lorsqu'un volume considérable de glace était supporté hydrostatiquement, puisque le till n'est que légèrement surconsolidé et que sa surface supérieure est ondulée et affouillée par la glace.

L'âge des tills inférieur et supérieur reste incertain[†]. Le Till supérieur date-t-il du Wisconsinien tardif, ce qui correspondrait à la glaciation de Saglek dans le nord du Labrador, ou plutôt du Wisconsinien moyen, ce qui correspondrait à la glaciation d'Iron Strand ? Quant au Till inférieur, est-il du Wisconsinien ou antérieur ? Certains indices suggèrent que le Till supérieur date du Wisconsinien moyen (et que le Till inférieur soit donc du pré-Wisconsinien), notamment la chronologie cohérente établie par Vilks (1980) pour les carottes du col de Cartwright et fondée sur le radiocarbone organique total, la corrélation biostratigraphique de ces carottes et de carottes de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve (Scott et al., 1984b), et l'âge de 31,4 ka établi pour une coquille trouvée près de la base du Silt de Qeovik. D'autres indices font penser que le Till supérieur date du Wisconsinien tardif (et donc qu'une partie au moins du Till inférieur date du Wisconsinien moyen), notamment les nombreuses datations au radiocarbone organique total qui ont donné des âges relativement récents

[†] Voir l'addenda

pour le Till supérieur et la partie inférieure du Silt de Qeovik, et l'abondance constante de débris carbonatés dans le Silt de Qeovik qui est attribuable à la déglaciation du détroit d'Hudson (Josenhans et al., 1986).

Dans le Silt de Qeovik, l'apparition soudaine de débris carbonatés détritiques indique que des volumes considérables de sédiments carbonatés glaciels y ont été transportés juste après le retrait glaciaire. Bien que les glaces qui ont envahi le Labrador aient pu contenir des débris carbonatés en provenance de la baie d'Hudson, l'absence de débris carbonatés dans les tills d'ablation sur les terres émergées suggère que les glaces du Labrador n'ont pas traversé de zones calcaires. Les erratiques carbonatés sont observés jusqu'à la limite marine seulement, ce qui atteste un transport glaciel et non glaciaire. Le détroit d'Hudson est la source la plus probable des matériaux carbonatés lithiques, bien que d'autres sources puissent également exister, notamment la baie d'Ungava, le bassin Foxe et les îles orientales de l'archipel arctique. Ces matériaux ont donc été déposés en eau libre et non pas sous une plate-forme glaciaire. Les glaces provenant de zones de roches sédimentaires stratifiées (y compris des calcaires) auraient érodé et transporté un volume beaucoup plus considérable de débris que les glaces dérivées du Labrador, qui ont traversé des roches cristallines résistantes. Ainsi, l'écoulement d'icebergs provenant du vêlage de glaces riches en sédiments au nord du Labrador, si faible fut-il, aurait beaucoup contribué à la composition lithologique globale du Silt de Qeovik. Par endroits, l'érosion du Silt de Qeovik fait penser qu'il s'est accumulé dans un milieu où les courants et les vagues étaient moins puissants que de nos jours, bien que le relèvement isostatique ait pu accentuer l'érosion. Les conditions moins rudes pourraient indiquer que le courant du Labrador était moins puissant avant l'ouverture du détroit d'Hudson et des chenaux interinsulaires de l'Arctique et que les tempêtes automnales étaient moins sévères parce que la couverture de glace de mer a duré plus longtemps.

Une comparaison de la transition du Drift de Labrador Shelf au Silt de Qeovik et du Drift de Scotian Shelf au Silt d'Emerald fournit certains renseignements sur les environnements juxtaglaciaires représentés par ces sédiments. Sur la plate-forme Néo-Écossaise, le drift et le silt sont interdigités, ce qui indique la présence d'une marge de glace flottante. Les « moraines de désancrage » sont épaisses, et la sédimentation a donc dû être rapide en bordure de la glace au cours du désancrage. Cette hypothèse concorde avec la présence, à terre, d'un till d'ablation épais et avec les indices témoignant d'un apport continu de vastes quantités de débris intraglaciaires à la marge Néo-Écossaise, tout au long du Wisconsinien tardif. Il est difficile de concevoir comment le retrait initial des glaces aurait pu se produire autrement que par désancrage sur la plate-forme du Labrador, du moins dans les cols. Ainsi, l'absence de moraines de désancrage pourrait donc indiquer des apports beaucoup plus faibles de sédiments en provenance des glaces du Labrador ainsi que la mise en place d'une petite quantité seulement de sédiments au cours des premières phases de désancrage. Ces matériaux auraient été facilement remaniés par des icebergs. Il n'existe aucune chronologie fiable pour le retrait des glaces sur la plate-forme du Labrador; ce recul a eu lieu par désancrage et vêlage avec très peu de sédimentation connexe, mais on ne sait pas si le processus a pris des centaines ou des milliers d'années. Le Silt de Qeovik est de provenance éloignée (comme en témoigne l'abondance de calcaire qui n'est pas retrouvé dans les glaces du Labrador), il moule l'unité sous-jacente et présente des réflecteurs continus; ces caractéristiques n'impliquent donc pas une sédimentation sous une plate-forme glaciaire.

Le Till de Hudson Strait a été déposé par une langue glaciaire venue du détroit d'Hudson qui s'est déplacée vers l'est au-dessus du Silt de Qeovik, vers 8 ka. Fillon et Harmes (1982) et Josenhans et al. (1986) ont proposé que cette langue glaciaire résulte d'une crue glaciaire. La glace a été ancrée au fond jusqu'à une profondeur d'eau de 610 m, et des marques d'affouillement laissées par des icebergs sont observées jusqu'à des profondeurs d'eau de 650 m. Les marques d'affouillement glaciaire observées sur le Silt de Qeovik sont encore conservées sur le fond marin, ce qui indique que l'érosion et la sédimentation subséquentes ont été faibles. L'effondrement et le retrait de la glace en crue ont rapidement provoqué l'ouverture du détroit d'Hudson, l'établissement du courant du Labrador actuel et la fin de la sédimentation proglaciaire rapide.

Baie d'Hudson

D.J.W. Piper

Physiographie

La baie d'Hudson présente la forme générale d'une soucoupe et sa profondeur augmente graduellement à partir du rivage pour atteindre environ 200 m en son centre. De longues crêtes et vallées rompent la configuration généralement concentrique des isobathes; les crêtes semblent être reliées à des structures du substratum rocheux, et la plupart des vallées constituent vraisemblablement un prolongement des principales vallées fluviales dont les eaux se déversent dans la baie (Pelletier, 1966). Une auge en U de 550 m de profondeur, dans la partie nord-est de la baie, a vraisemblablement été surcreusée par des glaciers.

Stratigraphie et histoire glaciaire

Au moment de la rédaction du présent chapitre (1985), les données sur la stratigraphie quaternaire de la baie d'Hudson sont très peu nombreuses[†], à l'exception de certains renseignements confidentiels provenant de sondages d'exploration. La faible profondeur de l'eau dans une grande partie de la baie porte à croire que la stratigraphie ressemble généralement à celle des basses terres environnantes (Shilts, 1980; Dredge et Cowan, 1989). De nos jours (1985), plusieurs interprétations contradictoires ont été formulées concernant l'histoire de la dispersion du till et de la position des centres glaciaires et des lignes de partage glaciaire autour de la baie d'Hudson. L'hypothèse classique selon laquelle une nappe glaciaire unidôme en équilibre était centrée sur la baie d'Hudson (Flint, 1943; Denton et Hughes, 1981), est incompatible avec les configurations de dispersion basées sur la pétrologie des tills et les indicateurs de l'écoulement glaciaire et avec les indices qui témoignent d'au moins deux déglaciations wisconsiniennes dans les basses terres de la baie d'Hudson (Shilts, 1980). Shilts (1980) a proposé l'existence de deux grands centres de dispersion glaciaire, un au Keewatin et un autre au centre du Québec. Selon Dyke et al. (1982), l'Inlandsis

[†] Voir l'addenda

laurentidien avait une configuration multidôme, la baie d'Hudson était influencée principalement par le dôme de M'Clintock au nord-ouest, le dôme d'Hudson se trouvait dans la partie sud de la baie d'Hudson, et le dôme du Labrador se situait dans la partie centrale du Québec. Dyke et ses collègues ont suggéré que l'invasion initiale de la mer dans la baie d'Hudson a eu lieu le long d'une baie produite par vêlage, à la confluence des glaces du Labrador et d'Hudson. La position exacte de cette ligne de partage dans le sud de la baie d'Hudson aurait été fonction du taux d'écoulement des glaces à travers le détroit d'Hudson (Denton et Hughes, 1983).

Dans les basses terres de la baie d'Hudson, le till est presque partout recouvert de dépôts fluvioglaciaires qui doivent également exister dans certaines parties de la baie. Des sédiments lacustres des lacs glaciaires Agassiz et Barlow-Ojibway qui se trouvaient au sud de la baie, furent confinés par une marge glaciaire au nord et pourraient donc exister aussi dans le sud de la baie. Des marques d'affouillement glaciaire sont très étendues à terre, aux endroits où existaient auparavant des lacs glaciaires; celles qui ont été observées dans le centre de la baie d'Hudson (Whittaker et al., 1985) ont probablement été creusées dans des sédiments glaciomarins. Après le retrait des glaces, il y a eu invasion de la Mer de Tyrrell et mise en place de dépôts marins qui ont été progressivement remaniés au cours de la baisse du niveau marin relatif durant l'Holocène. Les dépôts marins sont exposés dans des coupes côtières où ils présentent, de façon caractéristique, une épaisseur de 3 à 4 m. Les strates basales sont des boues graveleuses contenant des fragments abondants de coquilles de mollusques; ces boues supportent une séquence négative de boues et de sables (Skinner, 1973). Des séries de plages soulevées sont étendues autour de la baie d'Hudson.

Pelletier (1969) a décrit la distribution des sédiments de surface produite par cette baisse du niveau marin et le remaniement des dépots tardiglaciaires dans la baie d'Hudson. Bayliss et al. (1970) et Adshead (1973) ont décrit les caractéristiques minéralogiques de ces sédiments, et Leslie (1963, 1965) a fourni une description des foraminifères holocènes de la baie d'Hudson.

Détroit d'Hudson et baie d'Ungava

B. MacLean, D. Praeg, H.W. Josenhans et R. Klassen

Physiographie

Le détroit d'Hudson sépare l'île de Baffin du Labrador et de l'Ungava, et relie la baie d'Hudson et le bassin Foxe à la mer du Labrador (carte 850-A, en pochette). Sa longueur est de 800 km et la largeur varie de 90 km, à son point le plus étroit, à 340 km, dans la baie d'Ungava. La profondeur de l'eau est supérieure à 200 m dans une cuvette de 90 km de large qui s'étend de la plate-forme continentale à sa marge est, à travers le détroit et jusqu'au bord ouest du bassin Foxe; cette cuvette se prolonge également dans la baie d'Ungava et dans le nord de la baie d'Hudson (carte 5.04 du Service hydrographique canadien). À l'extrémité est de la cuvette, un bassin allongé dont la profondeur atteint 900 m (fig. 10-35) est séparé de la mer du Labrador par un seuil étroit de 400 m de profondeur composé d'un substratum rocheux résistant (principalement précambrien) et se situe entre l'extrême nord du Labrador et l'île Resolution.

Le détroit d'Hudson et la baie d'Ungava ont des marées importantes dont l'ampleur varie d'un maximum de 12,4 m à l'est (baie d'Ungava), à 4,9 m à l'ouest (île Nottingham) (Pilot of Arctic Canada, 1968). La vitesse des courants de marée atteint souvent 30 à 40 cm/s (Drinkwater, 1983).

Stratigraphie

Dans la plus grande partie du détroit d'Hudson, les seules données stratigraphiques du Quaternaire proviennent de plusieurs carottes et de profils de sismique-réflexion de reconnaissance réalisés en 1985. La couverture sismique est plus détaillée dans la partie externe du détroit et certaines parties de la baie d'Ungava. Les sédiments de surface sont généralement peu épais dans l'ensemble du détroit, mais des accumulations pouvant avoir plus de 90 m (fig. 10-40) et 130 m d'épais sont présents respectivement dans les bassins est et ouest (MacLean et al., 1986a). Des sédiments non stratifiés de 2 à 10 m d'épaisseur, qui représentent vraisemblablement du till, sont étendus et s'épaississent localement pour former des moraines. Les moraines les plus importantes sont observées dans la partie ouest du détroit, au sud-est de l'île Nottingham (où deux tills sont superposés), près de la côte sud à 50 km à l'ouest du cap Hopes Advance (où elles reposent sur des sédiments stratifiés quaternaires plus anciens), et à proximité de la côte nord à l'île Big (où deux tills sont présents). Une séquence multiple contenant jusqu'à cinq tills, dont l'épaisseur totale dépasse 300 m, se présente du côté marin et sur la face abritée du seuil rocheux, à l'embouchure du détroit d'Hudson, où elle forme un vaste dépôt de type crag-and-tail (fig. 10-41).

Dans les bassins de l'est et de l'ouest, le till cède la place à une unité massive, acoustiquement transparente (fig. 10-40). La nature de cette unité demeure inconnue; il pourrait s'agir d'une coulée de débris ou d'un till aqueux légèrement compact (voir Gravenor et al., 1984). L'unité massive supporte des sédiments stratifiés composés de boues, de boues sableuses et de quelques cailloux. Les sédiments stratifiés forment deux ou trois unités qui se distinguent par les variations dans la nature des réflecteurs acoustiques et localement, par des relations de discordance. Des débris coquilliers trouvés dans des sédiments stratifiés à une profondeur de 1 à 3 m datent de 8 730 ± 250 BP et de 9 100 ± 480 BP (Fillon et al., 1981a; Fillon et Harmes, 1982); à 5,5 m de profondeur, la datation au radiocarbone organique total donne un âge de 22 900 ± 420 BP.

Des sédiments composés principalement de silts et d'argiles se trouvent également dans la baie d'Ungava au sud du plateau central (C.L. Amos, communication personnelle, 1984), ainsi que dans la dépression bathymétrique étroite à l'ouest et au sud-ouest de l'île Akpatok. Ailleurs dans la baie d'Ungava, les sédiments du fond marin à des profondeurs d'eau supérieures à 200 m semblent se composer principalement de sables boueux avec une quantité variable de composantes graveleuses. Ces sédiments forment souvent une mince couverture pouvant avoir quelques mètres d'épaisseur, sur du till glaciaire ou le substratum rocheux. Dans les zones moins profondes à proximité de la côte, les données acoustiques suggèrent que le substratum rocheux affleure localement ou est recouvert d'une mince couche de sédiments grossiers, ce qui témoigne de courants de marée puissants.

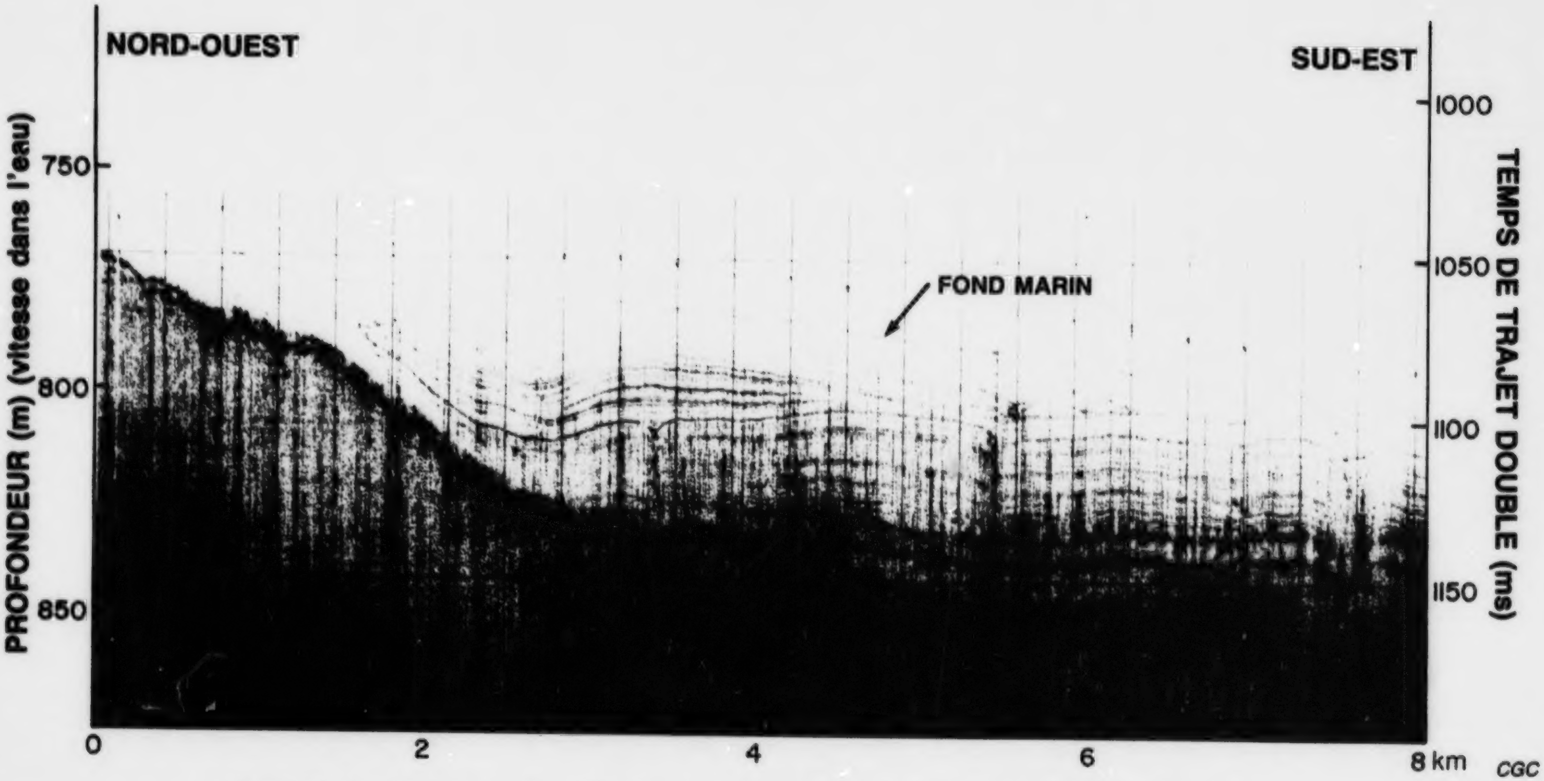


Figure 10-40. Profil de sismique-réflexion obtenu au moyen d'un dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur et montrant les liens sédimentaires complexes qui existent dans la dépression est du détroit d'Hudson. Des sédiments faiblement ou fortement stratifiés reposent sur des sédiments non stratifiés, y compris du till glaciaire. La position du profil est indiquée à la figure 10-53.

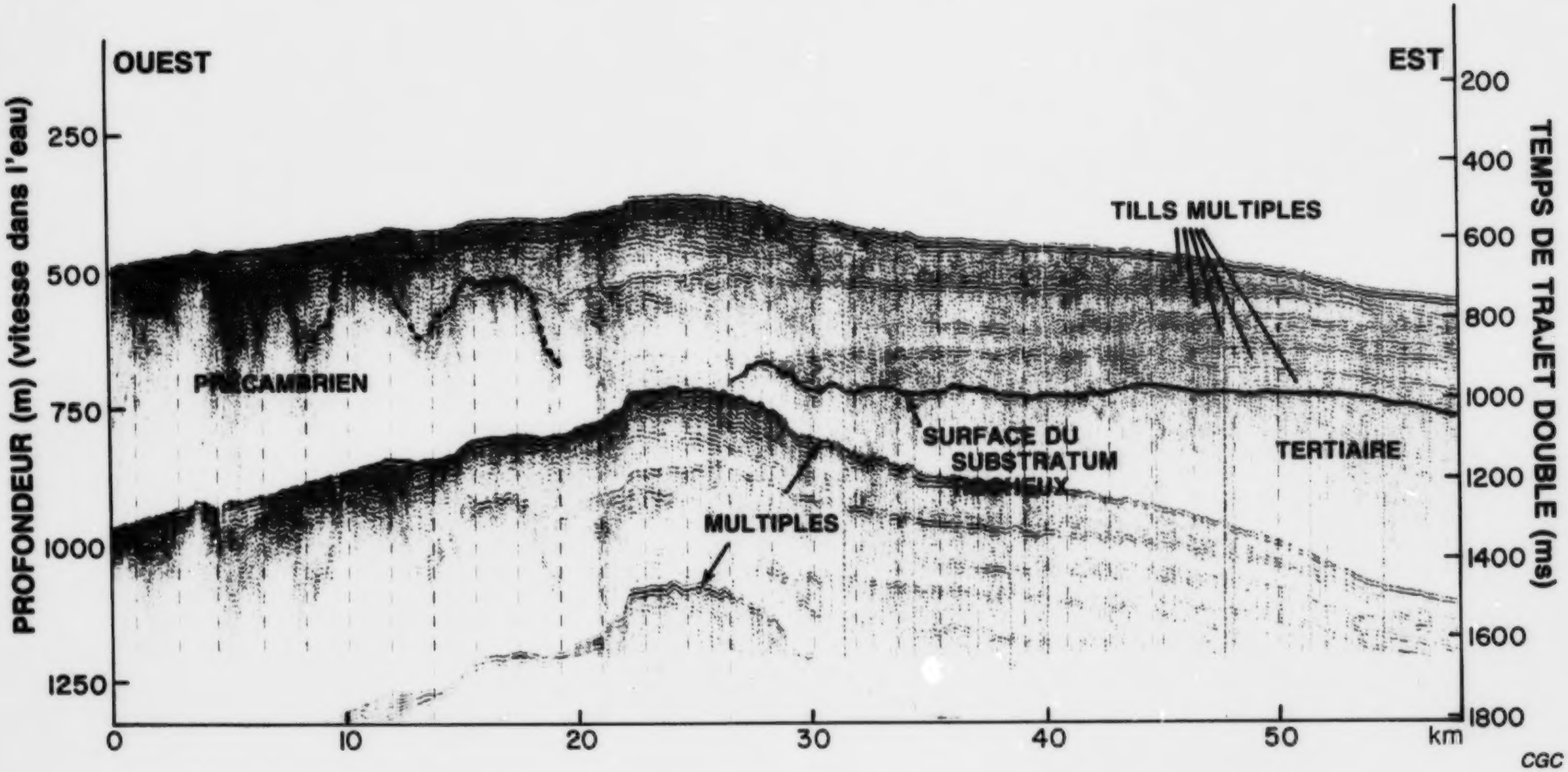


Figure 10-41. Profil de sismique-réflexion obtenu au moyen d'un canon à air et montrant des tills multiples qui flanquent le bord marin du seuil rocheux qui se trouve à l'embouchure est du détroit d'Hudson. La position du profil est indiquée à la figure 10-53.

La subsurface du détroit d'Hudson est composée principalement de sédiments accumulés dans des milieux glaciaires ou glaciomarins; la présence des boues postglaciaires est principalement limitée aux bassins. La fraction caillouteuse des sédiments de surface se compose principalement de roches carbonatées, de grès à ciment carbonaté et de mudstones, avec des quantités moins élevées de gneiss et de granites. Des clastes de roches ferrugineuses en provenance de la zone de plissement circumungavienne sont observés dans les tronçons est du détroit.

Synthèse de l'histoire glaciaire

Des tills et moraines présents localement dans la subsurface du détroit d'Hudson, des zones surcreusées par érosion et des tills multiples sur la plate-forme continentale au large de l'embouchure est du détroit indiquent que des glaciers ancrés, vraisemblablement associés à un ou plusieurs centres de dispersion continentaux, ont occupé le détroit d'Hudson. Des tills multiples existent également au nord-est de l'île Resolution, sur la plate-forme sud-est de Baffin (fig. 10-42). Au moins un de ces tills a pu être associé à l'avancée des glaces du Labrador à partir de l'Ungava (MacLean, 1985); en revanche, ils pourraient représenter en partie des évènements survenus dans le détroit d'Hudson. Dans l'est de la péninsule Meta Incognita, dans l'île de Baffin, des stries et des clastes indiquent que les glaces se sont déplacées vers le nord-est; ils ont vraisemblablement été produits par l'empiètement des glaces du détroit d'Hudson (Blake, 1966) et l'avancée des glaces venues de la baie d'Ungava et ayant traversé le détroit d'Hudson à partir d'un centre de dispersion au Labrador (Miller, 1982; Andrews et Miller, 1983). Dans la Loks Land, du côté nord de l'embouchure de la baie Frobisher, des sédiments glaciomarins riches en calcaire et datant de plus de 40 ka, auraient été déposés par une avancée antérieure au Wisconsinien tardif, soit des glaces du Labrador sur les calcaires ordoviciens de la baie d'Ungava, soit des glaces en mouvement vers l'est en provenance de la baie d'Hudson ou du bassin Foxe (Osterman et al., 1985).

Dans le bassin oriental profond du détroit d'Hudson, la présence de sédiments stratifiés du Wisconsinien supérieur indique que la glace, si elle a bien existé à cette époque, formait, au moins en partie, une plate-forme flottante. Au Wisconsinien tardif, une nappe glaciaire ancrée a persisté dans la baie d'Ungava sur le fond marin peu profond autour de l'île Akpatok, pendant qu'un front de vêlage s'est retiré des eaux plus profondes du détroit d'Hudson; la déglaciation de l'île a eu lieu il y a entre 9 000 et 6 270 ans (Løken, 1978). Une calotte glaciaire a recouvert la péninsule Meta Incognita et s'est agrandie localement au début de l'Holocène (Osterman et al., 1985); elle a été mise en corrélation avec la moraine bien documentée de Hall qui se trouve dans le sud-est de l'île de Baffin et date du Foxien tardif (Wisconsinien tardif), et avec l'avancée glaciaire correspondante survenue dans la baie Frobisher vers 10,7 ka (Osterman, 1982). L'étendue et l'origine des moraines observées au large, le long des côtes du détroit d'Hudson, sont inconnues. Ces moraines se trouvent à l'ouest de la baie d'Ungava et ont pu être érigées par des glaces qui se sont écoulées dans le détroit à partir de zones continentales adjacentes, ou encore par des glaces qui se sont déplacées généralement vers l'est le long du détroit. Dans le nord de la plate-forme du Labrador, le Till de Hudson Strait a été déposé par des glaces en provenance du détroit d'Hudson ou de la baie d'Ungava; il date d'environ 8 ka et représente lui aussi une avancée glaciaire du début de l'Holocène. Les données recueillies jusqu'à présent (1985) dans le détroit d'Hudson sont donc insuffisantes pour permettre l'évaluation du rôle joué par le détroit en tant qu'exutoire majeur pour les glaces de la baie d'Hudson, ou de l'importance relative des sources locales des glaces du Labrador par rapport aux sources situées plus loin à l'ouest.

Plate-forme sud-est de Baffin

B. MacLean, D. Praeg, P.J. Mudie et I.A. Hardy

Physiographie

La plate-forme sud-est de Baffin se prolonge à partir du détroit d'Hudson, au sud, jusqu'au cap Dyer, au nord; elle se compose d'une vaste plate-forme de 230 km de large et au relief peu prononcé, ainsi que de plusieurs petits bancs et bassins. La profondeur de l'eau passe de 200 m sur la plate-forme continentale interne, à environ 500 m à l'accore. Une longue dépression locale présente au sud-est de la baie Cumberland semble correspondre au chenal marginal qui est souvent observé sur d'autres plates-formes continentales englacées. À l'est de cette cuvette, le banc Lemieux, dont la profondeur minimale est de 122 m, comporte des sédiments du Pliocène ?-Quaternaire qui reposent sur un substratum rocheux plus ancien; il pourrait être l'équivalent des bancs de plate-forme externe des plates-formes continentales méridionales. Les bassins profonds de la baie Frobisher et de la baie Cumberland sont des grabens qui ont probablement subi un surcreusement glaciaire. Une cuvette transversale peu profonde traverse la plate-forme continentale à partir de l'embouchure de la baie Cumberland. La profondeur et la nature anormales de cette plate-forme continentale par rapport aux plates-formes situées au nord et au sud, sont probablement reliées à l'histoire tectonique complexe du détroit de Davis, plutôt qu'à la modification glaciaire.

Lithostratigraphie

Dans certaines parties de la plate-forme sud-est de Baffin, une séquence horizontale de sédiments stratifiés, dont l'épaisseur dépasse 100 m sur le banc Lemieux, repose sous des tills glaciaires et des sédiments proglaciaires. Il n'existe aucune indication acoustique qui permette d'établir que cette unité a une origine glaciaire ou proglaciaire. Sur la plate-forme continentale, la séquence, appelée « unité préglaciaire », recouvre des sédiments paléogènes datés et remonte probablement au Néogène ou au tout début du Quaternaire (MacLean, 1985).

Quatre unités stratigraphiques glaciaires et postglaciaires ont été reconnues acoustiquement sur la plate-forme sud-est de Baffin (Praeg et al., 1986). Le Drift de Baffin Shelf est étendu sur la plate-forme et repose sur le substratum rocheux ou l'« unité préglaciaire »; par endroits, il forme des moraines composées d'un ou de plusieurs tills dont l'épaisseur dépasse 100 m (fig. 10-42). Du till a été reconnu au large, au moins jusqu'à mi-chemin sur la plate-forme sud-est et semble se prolonger jusqu'à la bordure de la plate-forme continentale au large de la baie Cumberland et à l'est de l'île Resolution. Des boues sablo-graveleuses du Silt de Davis Strait abondent sur une grande partie de la plate-forme sud-est; leur épaisseur atteint plusieurs dizaines de mètres, et elles recouvrent le substratum rocheux,

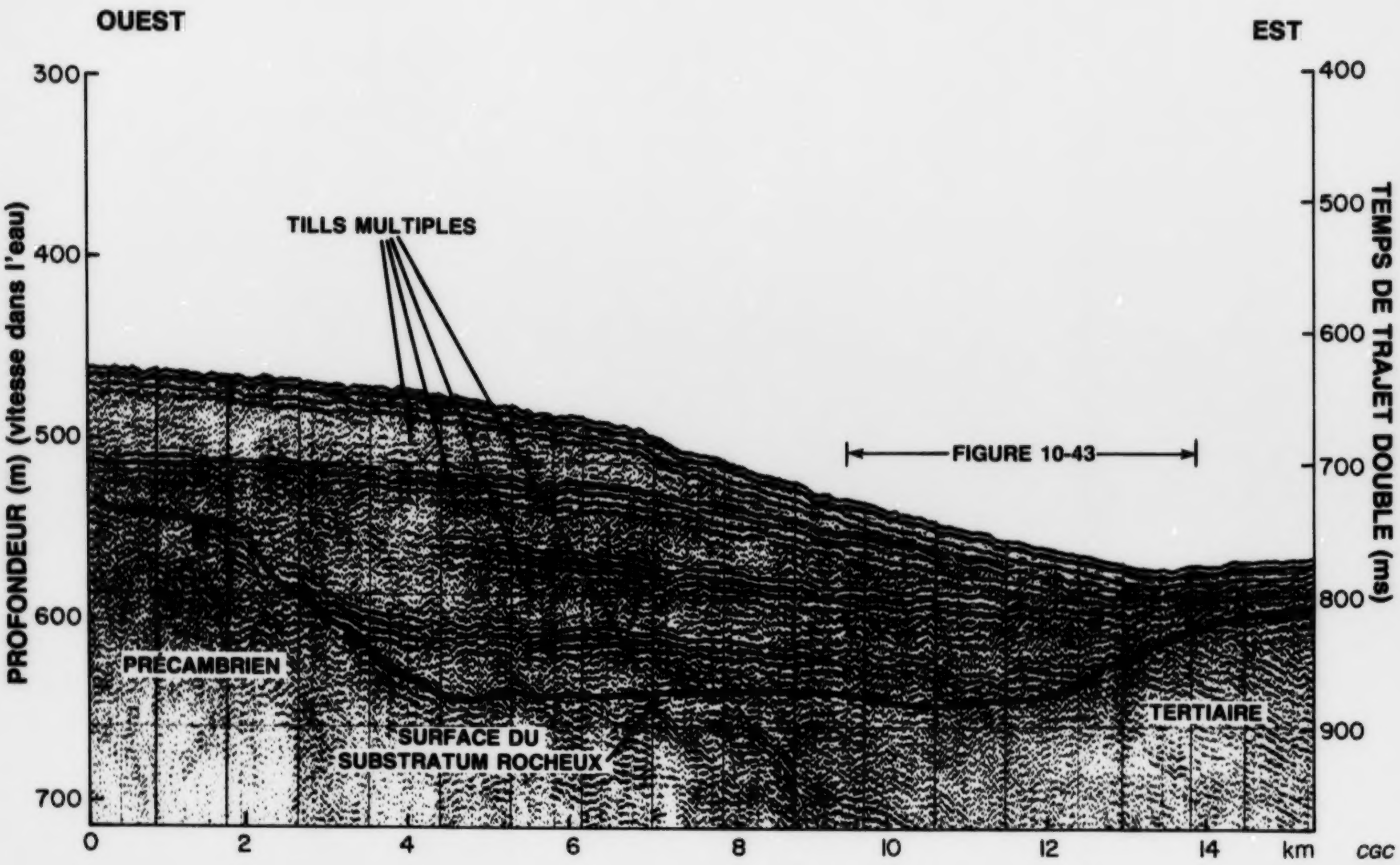


Figure 10-42. Profil de sismique-réflexion obtenu au moyen d'un canon à air et montrant quatre tills successifs du Drift de Baffin Shelf qui reposent sur un substratum rocheux dans une séquence multiple, au nord-est de l'île Resolution (tiré de MacLean, 1985). La position du profil est indiquée à la figure 10-53.

l'« unité préglaciaire » ou le Drift de Baffin Shelf. Au nord-est de l'île Resolution, des sédiments acoustiquement stratifiés du Silt de Davis Strait sont interdigités avec le till le plus élevé d'une séquence multiple de tills (fig. 10-42, 10-43); cela indique que le Silt de Davis Strait est principalement un sédiment glaciomarin. Ce silt semble être acoustiquement stratifié dans plusieurs dépressions bathymétriques (par ex., fig. 10-43) mais ailleurs, il est presque toujours acoustiquement non stratifié, car il a été remanié par des icebergs ancrés (fig. 10-44). Les icebergs ont affouillé une grande partie de la plate-forme sud-est de Baffin jusqu'à une profondeur d'eau maximale d'environ 700 m; la plupart des marques observées en eau profonde ont été creusées par de grands icebergs ou lorsque le niveau marin était bas. Dans la baie Cumberland et à quelques endroits sur la plate-forme continentale, le silt stratifié de Davis Strait supporte des boues acoustiquement stratifiées des Silts et Argiles de Tiniktartuq (Praeg et al., 1986; MacLean et al., 1986b).

Dans une grande partie de la plate-forme sud-est de Baffin, les sédiments de surface sont plus grossiers que les matériaux sous-jacents, principalement en raison des effets du vannage par les courants et des apports de débris glaciels. L'épaisseur de ce placage superficiel est généralement inférieure à 0,5 m. Dans certaines parties de la plate-forme continentale interne, ce placage repose directement sur un substratum rocheux ou des dépôts quaternaires discontinus, plus anciens; il est alors appelé le Résidu de déflation de Resolution Island.

Chronologie des tills

Il est difficile d'interpréter la chronologie glaciaire sur l'ensemble de la plate-forme sud-est de Baffin, car les données chronologiques sont limitées. Cependant, des glaciers ancrés se sont manifestement étendus sur la plate-forme au moins une fois au cours du Pléistocène et, par endroits, les avancées et retraits ont été nombreux. Des indices trouvés à terre (Miller et al., 1977; Andrews et Ives, 1978; Miller, 1980; Osterman et al., 1985) suggèrent que les glaces du Foxien tardif (équivalent au Wisconsinien tardif) n'ont pas envahi la majeure partie des zones côtières de l'île de Baffin, mais qu'elles ont recouvert la côte externe, à proximité de la baie Frobisher et du détroit d'Hudson.

Au nord-est de l'île Resolution (fig. 10-42), le till le plus élevé de la séquence multiple est rapporté au Foxien moyen ou au début du Foxien tardif d'après l'âge ^{14}C de 25 170 ± 420 BP (B-8898) établi pour des foraminifères provenant du silt stratifié de Davis Strait qui est interdigité avec le till (fig. 10-44). Dans la baie Frobisher, la datation au radiocarbone organique total a donné des âges de 19 640 ± 480 BP (B-8895) et de 14 540 ± 1 030 BP (B-8893) pour le Silt de Davis Strait qui recouvre du till et y est interdigité plus bas dans la coupe (Praeg et al., 1986). Sur la plate-forme externe (carotte 82-034-69 dans Praeg et al., 1986), ces sédiments se composent de boues grises, riches en matériaux carbonatées et en foraminifères planctoniques, qui pourraient être corrélées avec des sédiments riches en débris carbonatés (faciès A) dans le détroit de Davis. Le till est vraisemblablement antérieur à l'avancée du Foxien tardif qui a déposé la moraine de Hall sur la péninsule Hall, il y a plus de 10 760 ans (Miller, 1980).

Au nord de la baie Frobisher, la datation au radiocarbone organique total de sédiments sus-jacents à du till au sud-est du cap Mercy, donne un âge de 20 180 ± 295 BP (B-7045). L'âge du till sous-aa-jacent est inconnu; sur le continent, le dernière grande avancée glaciaire a eu lieu au début du Foxien.

Biostratigraphie

P.J. Mudie et I.A. Hardy

Les études biostratigraphiques menées sur la plate-forme sud-est de Baffin (tableau 10-5) comportent principalement l'étude de carottes du Silt de Davis Strait. Dans la baie Frobisher (Osterman, 1982), une zone à *Islandiella helenae* et à *Cassidulina reniforme* (foraminifères) est recouverte de sédiments où prédomine *Elphidium excavatum* f. *clavata* (fig. 10-45). La zone à *E. excavatum* représente l'étendue maximale des glaces de l'avancée de Hall au Foxien tardif; selon Osterman (1982), elle indique la présence d'une marge glaciaire flottante. Cette zone repose sous une autre zone à *I. helenae* et à *C. reniforme* qui est recouverte de sédiments où prédomine *Nonionellina labradorica*; ces derniers pourraient représenter l'établissement, vers 5 ka, du courant côtier froid de Baffin. La puissance accrue de ce courant a produit une association superficielle dominée par *I. helenae* dans la baie Frobisher, et par *Cibicides lobatulatus* à l'extérieur de la baie. Dans des carottes prélevées à proximité mais à plus grande profondeur dans la coupe, les sédiments basaux qui reposent directement sur le Drift de Baffin Shelf ou y sont imbriqués latéralement (Praeg et al., 1986), sont presque entièrement dépourvus de fossiles. Ils sont surmontées d'une association de *C. reniforme* qui coïncide avec les pics d'abondance des foraminifères planctoniques et du dinokyste *Multispinula minuta*. Cette association représente un milieu dominé par des eaux de fonte froides. Les sédiments sus-aa-jacents présentent une séquence analogue à celle qui est décrite par Osterman (1982).

Fluctuations du niveau marin

Des indices provenant de l'île de Baffin révèlent que le niveau marin a fluctué largement au cours de la glaciation de Foxe (England et Andrews, 1973; Andrews, 1980); toutefois, les effets qu'ont eu ces variations au large de la côte demeurent inconnus. En se basant sur des données quaternaires du domaine continental, Andrews (1980) a proposé que le niveau marin était plus bas que celui d'aujourd'hui durant la majeure partie de la seconde moitié de la glaciation de Foxe; en revanche, Quinlan (1985), qui s'est fondé sur des modèles isostatiques, a déduit que le niveau marin était supérieur à celui d'aujourd'hui pendant la même période de temps . Les zones moins profondes (< 150 m) de la partie interne de la plate-forme sud-est de Baffin ont pu être directement touchées par une baisse du niveau marin relatif, mais elles demeurent largement inexplorées, tant au niveau bathymétrique que géologique.

Synthèse de l'histoire glaciaire

Le Drift de Baffin Shelf est étendu et complexe et semble indiquer que des glaciations majeures plus anciennes que le Foxien tardif ont touché la plate-forme sud-est de Baffin parfois jusqu'à l'accore. La chronologie de ces glaciations anciennes et la provenance des tills demeurent inconnues, et toute corrélation avec la stratigraphie du domaine

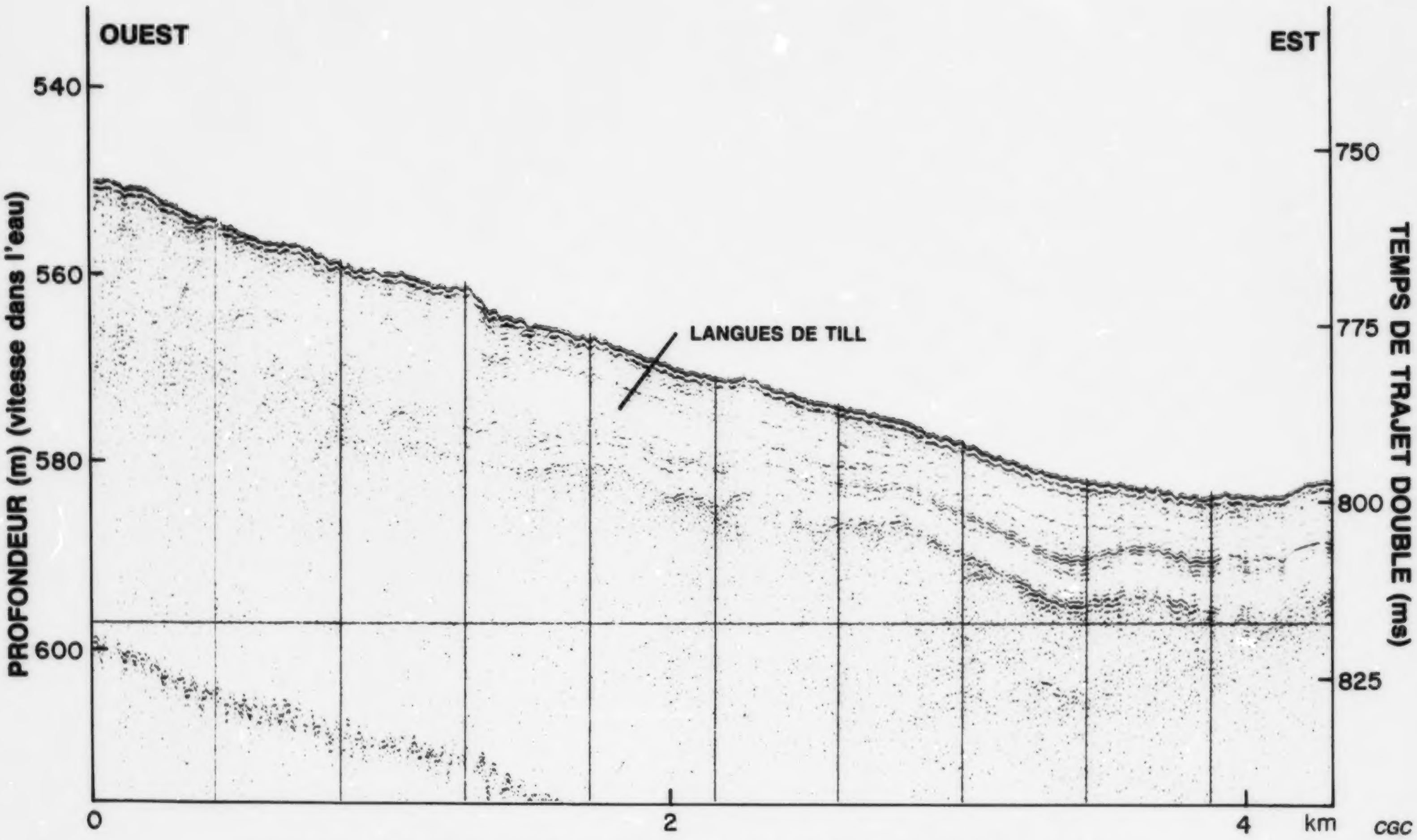


Figure 10-43. Profil de sismique-réflexion obtenu au moyen d'un dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur et montrant une langue du till sommital de la séquence multiple du Drift de Baffin Shelf (fig. 10-42), qui est interdigitée avec des sédiments stratifiés du Silt de Davis Strait (tiré de MacLean, 1985).

continental n'est qu'hypothétique. L'extrapolation de datations au radiocarbone suggère que le Silt de Davis Strait s'est accumulé du Foxien moyen au Foxien tardif. À proximité de la baie Frobisher et du détroit d'Hudson, cet âge concorde avec les chronologies glaciaires continentales qui indiquent la présence, au large de la côte, de glaces en provenance du détroit d'Hudson et de l'Ungava (Andrews et Miller 1984). Au nord de cette région, des indices provenant des terres émergées font penser que les dernières avancées glaciaires qui se sont étendues sur la plate-forme de Baffin datent du Foxien précoce; toutefois, il n'existe aucun contrôle chronologique pour la séquence marine.

La zonation biostratigraphique des carottes prélevées dans la baie Frobisher fournit des indices indépendants qui témoignent d'une réavancée durant le Foxien tardif, laquelle réavancée fut associée à une marge glaciaire flottante, au moins dans la baie Frobisher. Le courant froid de Baffin s'est établi vers 5 ka et pourrait refléter le retrait final des glaces dans les chenaux de l'archipel arctique. Les Silts et Argiles de Tiniktartuq témoignent d'un changement postglaciaire survenu dans le style de sédimentation, qui fut probablement relié à un changement dans la circulation régionale des courants. La couche de résidus de déflation grossiers de surface qui recouvre une grande partie de la plate-forme sud-est de Baffin pourrait également dater de ce changement.

Zones profondes de la mer du Labrador

Physiographie

D.J.W. Piper et P.J. Mudie

La mer du Labrador (fig. 10-35) est un petit bassin océanique tectoniquement stable qui relie les eaux tempérées de l'Atlantique et les eaux polaires de l'Arctique canadien. Au nord-ouest, la vaste plate-forme profonde au sud-est de l'île de Baffin se fusionne à un seuil de 650 m de profondeur au détroit de Davis qui sépare la mer du Labrador de la baie de Baffin. Au nord-est, le bassin océanique jouxte une plate-forme continentale étroite et un talus raide, au large de la partie sud-ouest du Groenland. Au large de l'extrémité sud du Groenland, en eau profonde, la dorsale Eirik, le canyon médio-océanique Immarsuak et le massif Gloria forment une topographie complexe en crêtes et chenaux (fig. 10-35). La plate-forme du Labrador est large et parsemée de bancs externes peu profonds coupés par des cuvettes ou des cols transversaux profonds. Le talus supérieur est généralement uni, mais la coalescence de petits ravins crée de grandes vallées à de nombreux endroits sur le talus intermédiaire et inférieur (Josenhans et al., 1986). Les vallées entaillent le glacis mais sont modifiées par l'action du sous-courant occidental côtier (Chough et al., 1985; Schafer et Carter, 1986).

Le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique est un chenal abyssal à turbidites qui se prolonge tout au long de la partie centrale de la mer du Labrador (Chough et Hesse, 1976). Il semble s'être formé à partir de plusieurs effluents dont la source se trouve dans les détroits d'Hudson et de Davis, et peut être retracé vers le sud sur une distance de 3 000 km jusque dans la partie nord-est de la plaine Sohm (fig. 10-46). Dans le nord de la mer du Labrador, ce canyon longe des levées atteignant 200 m de haut sur une vaste plaine abyssale; en revanche, au sud, des crêtes rocheuses affleurent sur le fond marin et le canyon suit un tracé plus complexe; un tronçon court longe la zone de fracture de Charlie-Gibbs. Dans la partie occidentale du bassin de Terre-Neuve, au sud-est de Terre-Neuve, le canyon est bordé de levées hautes et traverse une plaine abyssale.

À l'est de Terre-Neuve, la marge continentale profonde peut être divisée en trois segments principaux (fig. 10-35). À l'est du Grand Banc, un talus continental abrupt mène jusqu'au bassin de Terre-Neuve. Ce bassin est bordé au nord par le bonnet Flamand peu profond (environ 200 m) qui est séparé de la plate-forme continentale principale par la passe Flamande dont la profondeur atteint 1 000 m. Le bonnet Flamand marque la marge méridionale du bassin Orphan, qui est situé entre la plate-forme nord-est de Terre-Neuve et le dôme Orphan.

Bassin de Terre-Neuve, passe Flamande et bassin Orphan

D.J.W. Piper, P.J. Mudie et C.F.M. Lewis

À l'est de Terre-Neuve, une grande partie de la marge continentale profonde est influencée par le sous-courant occidental côtier qui circule vers le sud à une profondeur de 2 400 à 2 800 m, le long de la marge ouest de la mer du Labrador (Carter et Schafer, 1983; Schafer et al., 1985). Des profils sismiques révèlent la présence de sédiments glaciaires quaternaires dans le bassin Orphan, de grandes formes construites aux extrémités nord et sud de la passe Flamande, de sédiments probablement déposés par des courants de dérive au sud du bonnet Flamand dans le bassin de Terre Neuve, et de contourites sur la dorsale sud-est de Terre-Neuve. Les courants contribuent aussi à la sédimentation près des monts sous-marins de Terre-Neuve, dans le bassin de Terre-Neuve (Sullivan, 1978). Des strates qui sont vraisemblablement des turbidites remplissent les bassins et semblent être relativement volumineuses dans le bassin Orphan et le bassin de Terre-Neuve. Le bassin Orphan a subi une progradation globale du talus continental au Quaternaire, qui fut interrompue par quelques phases d'érosion, mais aucun canyon sous-marin n'y est reconnu. Dans le bassin Orphan, les sédiments du Quaternaire et du Pliocène supérieur ont environ 1 100 m d'épais dans le puits Blue H-28 qui est situé à une profondeur d'eau de 1 486 m (fig. 10-46). L'épaisseur des sédiments quaternaires du bassin de Terre-Neuve est inconnue.

Le sondage du site 111 du DSDP, sur la crête du dôme Orphan, a donné des échantillons discontinus d'une séquence de boues terrigènes contenant des débris glaciels du Pléistocène et du Pliocène supérieur (Laughton et al., 1972). La répartition stratigraphique de foraminifères planctoniques suggère que les premiers débris glaciels y sont apparus vers 3 Ma (Berggren, 1972); toutefois, le taux de récupération des carottes était trop faible pour permettre d'établir une biostratigraphie ou une chronologie détaillée du Cénozoïque tardif.

La carotte 75-112 (fig. 10-46), prélevée dans le bassin de Terre-Neuve (Alam et al., 1983), remonte jusqu'à l'étage 13 de la stratigraphie isotopique (fig. 10-47). Les sédiments carbonatés biogènes sont considérablement dissouts, et la carotte indique que l'histoire paléo-océanographique est similaire à celle des monts sous-marins Fogo. La carotte K9 provient du flanc nord-est de la dorsale de Terre-Neuve (fig. 10-46) et ne remonte qu'à l'étage 5 de la stratigraphie isotopique (Pastouret et al., 1975); le taux de sédimentation plus élevé est attribué à un plus grand apport de matériaux détritiques au cours des stades glaciaires.

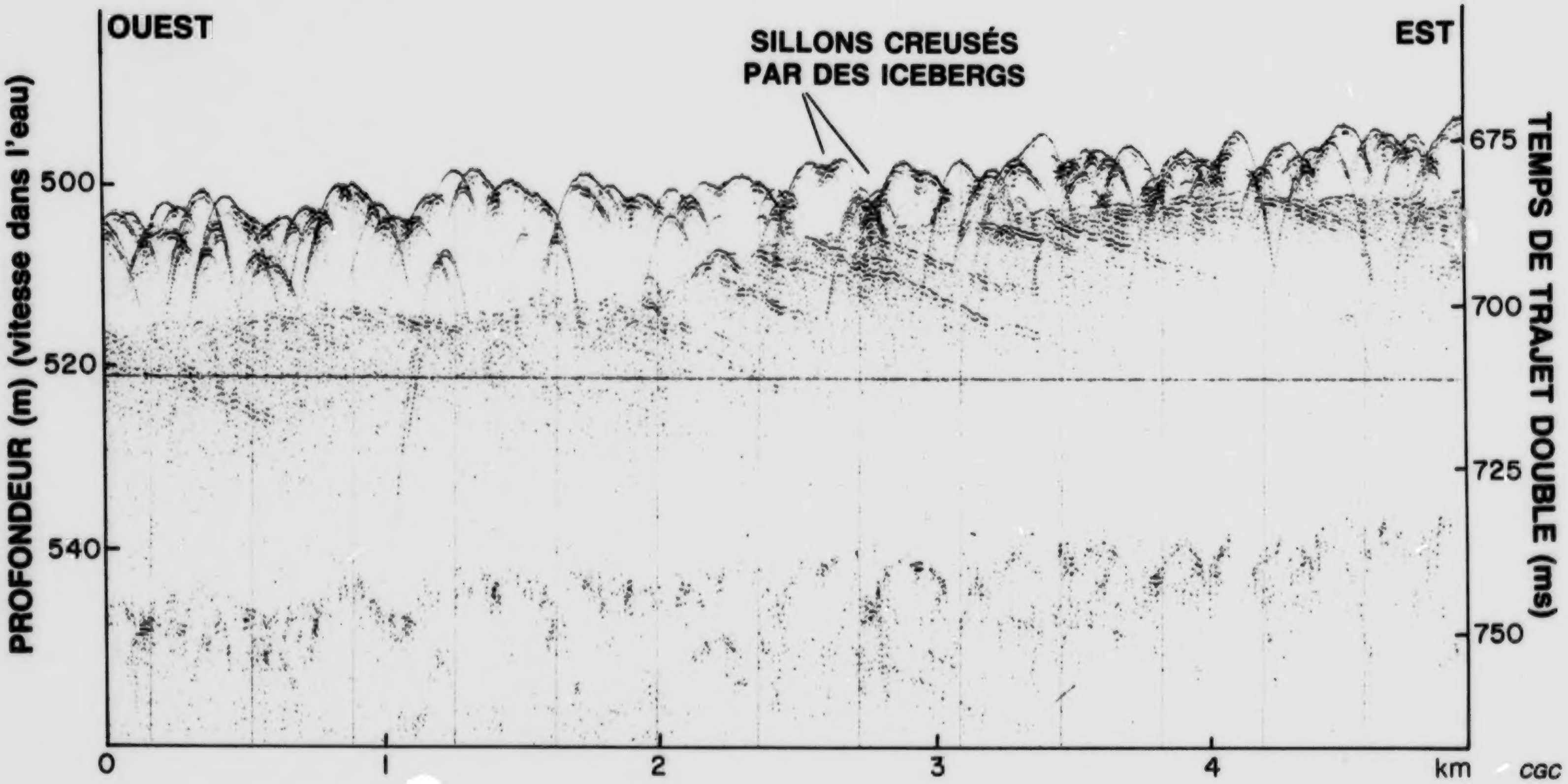


Figure 10-44. Profil de sismique-réflexion obtenu au moyen d'un dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur; il montre des sédiments du Silt de Davis Strait qui ont été profondément affouillés par des icebergs et qui reposent sur des strates de substratum rocheux tertiaire inclinées vers le large, à l'est de la baie Frobisher (tiré de MacLean, 1985). La position du profil est indiquée à la figure 10-53.

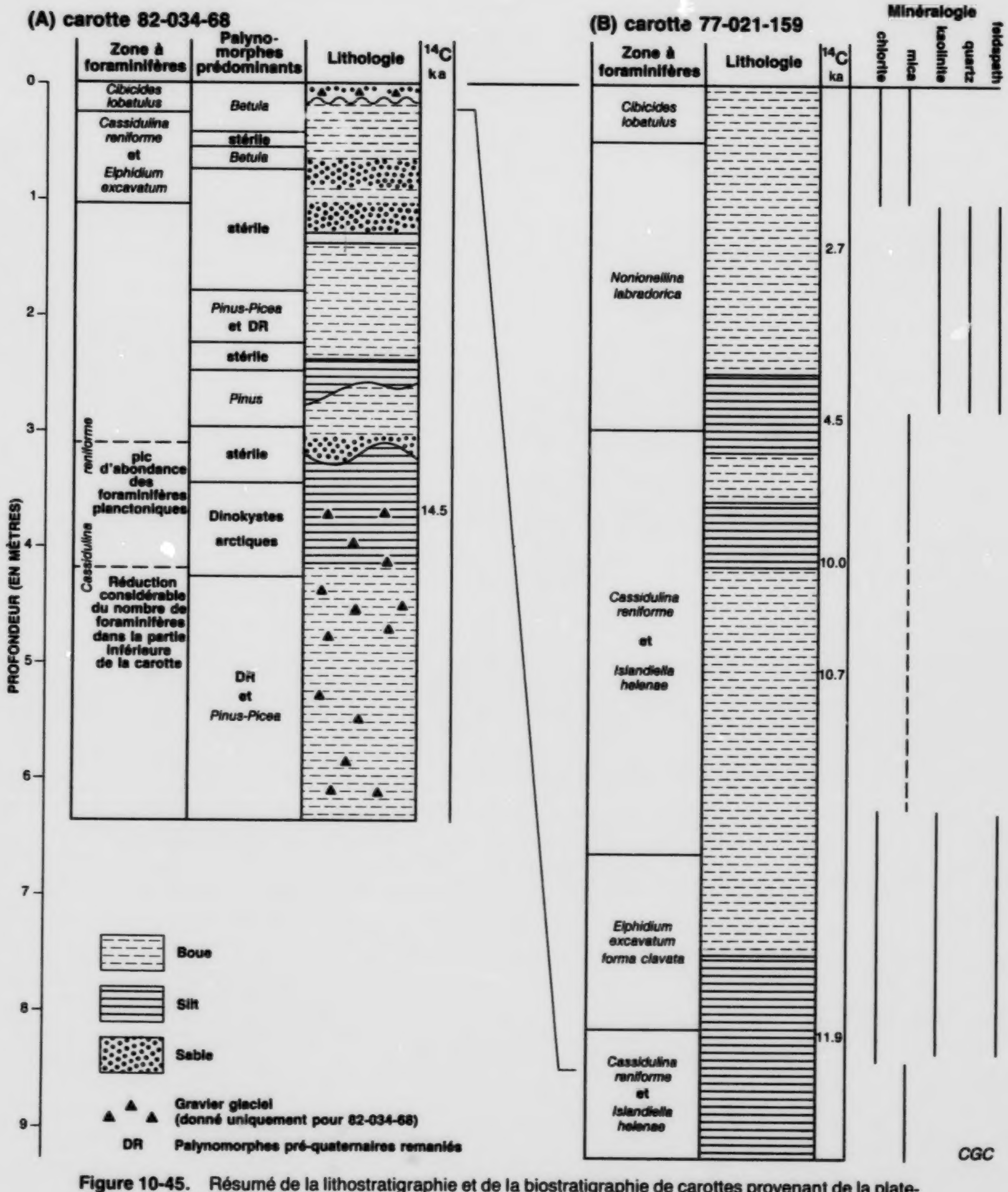


Figure 10-45. Résumé de la lithostratigraphie et de la biostratigraphie de carottes provenant de la plate-forme sud-est de Baffin. La carotte B (77-021-159), étudiée par Osterman (1982), fournit une coupe détaillée qui couvre les 12 derniers millénaires. La carotte A (82-034-68), décrite par Praeg et al. (1986), ne contient pas la plus grande partie de la coupe reconnue dans la carotte B (parce qu'il y a eu interruption de la sédimentation ou dérangement des sédiments); toutefois, elle montre la coupe avant 12 ka. L'emplacement des carottes est indiqué à la figure 10-46.

La stratigraphie du Wisconsinien tardif a été établie par Alam et al. (1983) pour le talus sud-est des Grands Bancs et la passe Flamande, et par Carter (1979), Piper et al. (1978) et Schafer et al. (1985) pour le versant ouest du bassin Orphan (fig. 10-48). Sur le talus sud-est des Grands Bancs, l'intervalle du Wisconsinien moyen à tardif est marqué par la présence de turbidites sableuses qui sont probablement issues de la bordure peu profonde de la plate-forme continentale au cours d'épisodes de bas niveau marin. L'accore est plus profond au large de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve; dans le bassin Orphan, certaines turbidites à grain fin sont le produit du décrochement de sédiments boueux sur le talus (Schafer et Scott, 1985). Le début de l'Holocène est marqué par des microfossiles qui témoignent d'eaux superficielles chaudes, de la productivité élevée des foraminifères planctoniques et d'apports considérables de débris glaciels riches en matériaux carbonatés. Dans la bassin Orphan, l'horizon de cendres daté de 9 800 ans (Ruddiman et Glover, 1972) constitue un repère stratigraphique utile pour cet intervalle de temps. L'Holocène supérieur se caractérise par la présence de foraminifères qui indiquent que les eaux superficielles étaient plus froides et le courant occidental côtier plus puissant sur le talus inférieur et le glacis supérieur (Schafer et al., 1985).

Dans la passe Flamande, le puits Gabriel C-60 fournit un contrôle biostratigraphique et lithologique pour la stratigraphie acoustique (Piper et Sparkes, 1986). Des argilites miocènes reposent en discordance sous des sables et silts plio-pléistocènes. Sur la marge occidentale de la passe, la partie inférieure de la séquence plio-pléistocène comprend des réflecteurs uniformes, parallèles au talus, qui ressemblent à ceux du talus Néo-Écossais. Cette séquence est recouverte d'une séquence stratifiée qui est entaillée par des chenaux peu profonds et analogue à la succession du Pliocène tardif-Pléistocène précoce du talus Néo-Écossais. Sur le talus supérieur, cette unité repose sous des diamictes épais ou d'autres sédiments grossiers qui passent vers le bas du talus à une séquence stratifiée. Cette dernière est intensément disséquée par des chenaux, la plupart desquels sont enfouis. Sur le plancher de la passe Flamande, cette unité s'épaissit rapidement et comporte principalement des matériaux non stratifiés acoustiquement qui ont été formés par des coulées de débris (Pereira et al., 1985) ou des courants de contour.

Des séries lithologiques caractéristiques de débris glaciels sont reconnues dans les sédiments de la marge continentale profonde, au large de Terre-Neuve (Pastouret et al., 1975; Alam et Piper, 1981). Ces débris glaciels se présentent sous la forme de sables grossiers et de cailloux dispersés dans des sédiments hémipélagiques ou pélagiques; on les trouve dans des carottes datant, pour la plupart, du Wisconsinien moyen ou de l'Holocène. Les séries comprennent 1) un assemblage à dominante métamorphique, mis en place par des glaces en provenance du Groenland et de l'île de Baffin ou par des glaces locales du Labrador et de Terre-Neuve; 2) une suite à dominante carbonatée, déposée par des glaces venues de l'archipel arctique et ayant traversé le détroit d'Hudson ou la baie de Baffin; et 3) une série de grès et de siltstones rouges en provenance de la région du golfe du Saint-Laurent (Conolly et al., 1967) ou des bassins carbonifères au large de Terre-Neuve. La suite carbonatée prédomine habituellement au début des phases interglaciaires et interstadiaires. Elle peut vraisemblablement être corrélée avec d'autres débris glaciels carbonatés du Wisconsinien tardif observés dans la baie de Baffin (Aksu et Piper, 1979), le nord de la mer du Labrador (Chough, 1978) et sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, associés à des débris transportés vers le sud par le courant du Labrador (Piper et al., 1978). La série de grès et de siltstones rouges n'est observée qu'à certains endroits au sud des Grand Bancs de Terre-Neuve. Les minéraux argileux de ces séries sont caractéristiques et variables. Au cours de périodes glaciaires, lorsque les niveaux marins sont bas, l'accumulation d'illite, de chlorite et de kaolinite pourrait refléter la variation de sources locales sur la plate-forme continentale adjacente (Alam et Piper, 1981). Au cours d'interglaciaires, lorsque les niveaux marins sont plus élevés et que la distribution des sédiments fins par les courants océaniques (notamment des débris glaciels par le courant du Labrador) est plus étendue, la composition des minéraux argileux (montmorillonite et minéraux argileux interstratifiés) est plus uniforme sur une grande surface.

Bassin du Labrador et canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique

R.A. Myers, D.J.W. Piper et P.J. Mudie

Les talus continentaux jouxtant le bassin du Labrador sont géologiquement complexes; ils sont intensément disséqués tant aux endroits où ils sont fortement inclinés (au large du Labrador et du Groenland occidental) qu'aux endroits où la pente est plus douce (au large de la partie sud-est de l'île de Baffin et du détroit de Davis). Les horizons du Cénozoïque tardif reconnus dans les puits forés sur la plate-forme continentale, sont généralement impossibles à retracer avec certitude sur les profils de sismique-réflexion audelà de la plate-forme, du talus jusqu'au bassin océanique. Des réflecteurs observés sur les profils sismiques multicanal de Hinz et al. (1979), dans le nord du bassin du Labrador, peuvent être retracés jusqu'au site 113 du DSDP et jusqu'au site 646 du Programme de sondage des fonds marin (PSFM); il est donc possible de formuler une interprétation régionale de la configuration de la sédimentation au Quaternaire. Seuls des profils monocanal discontinus sont disponibles pour le sud du bassin du Labrador (fig. 10-35); il est donc plus difficile d'interpréter la configuration de la sédimentation régionale, particulièrement dans la zone où le socle présente une topographie complexe entre la partie externe de la dorsale Eirik et la zone de fracture de Charlie-Gibbs.

Dans le nord du bassin du Labrador, trois réflecteurs sismiques clés ont été reconnus et corrélés dans une grande partie du bassin (Myers, 1986). Des rattachements sismiques aux sites 646 et 113 indiquent que le réflecteur le plus profond (D à la fig. 10-50) correspond à la limite du Pliocène précoce et tardif, et que le deuxième (B) date du début du Pléistocène. Le troisième réflecteur (A) date environ du début du Pléistocène moyen. Dans le nord-est du bassin du Labrador, entre le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique et le talus du Groenland, une série de réflecteurs acoustiques horizontaux continus a une épaisseur d'environ 1 km, au-dessus du réflecteur A. Cette séquence représente principalement des turbidites et son caractère acoustique contraste nettement de celui des sédiments sous-jacents du Miocène au Pliocène inférieur. Les 750 m supérieurs de ces turbidites se prolongent vers l'ouest en un réseau de levées et de chenaux qui sont marqués par le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique et qui présentent les caractéristiques acoustiques de chenaux abyssaux à turbidites (Nelson et Kulm, 1973).

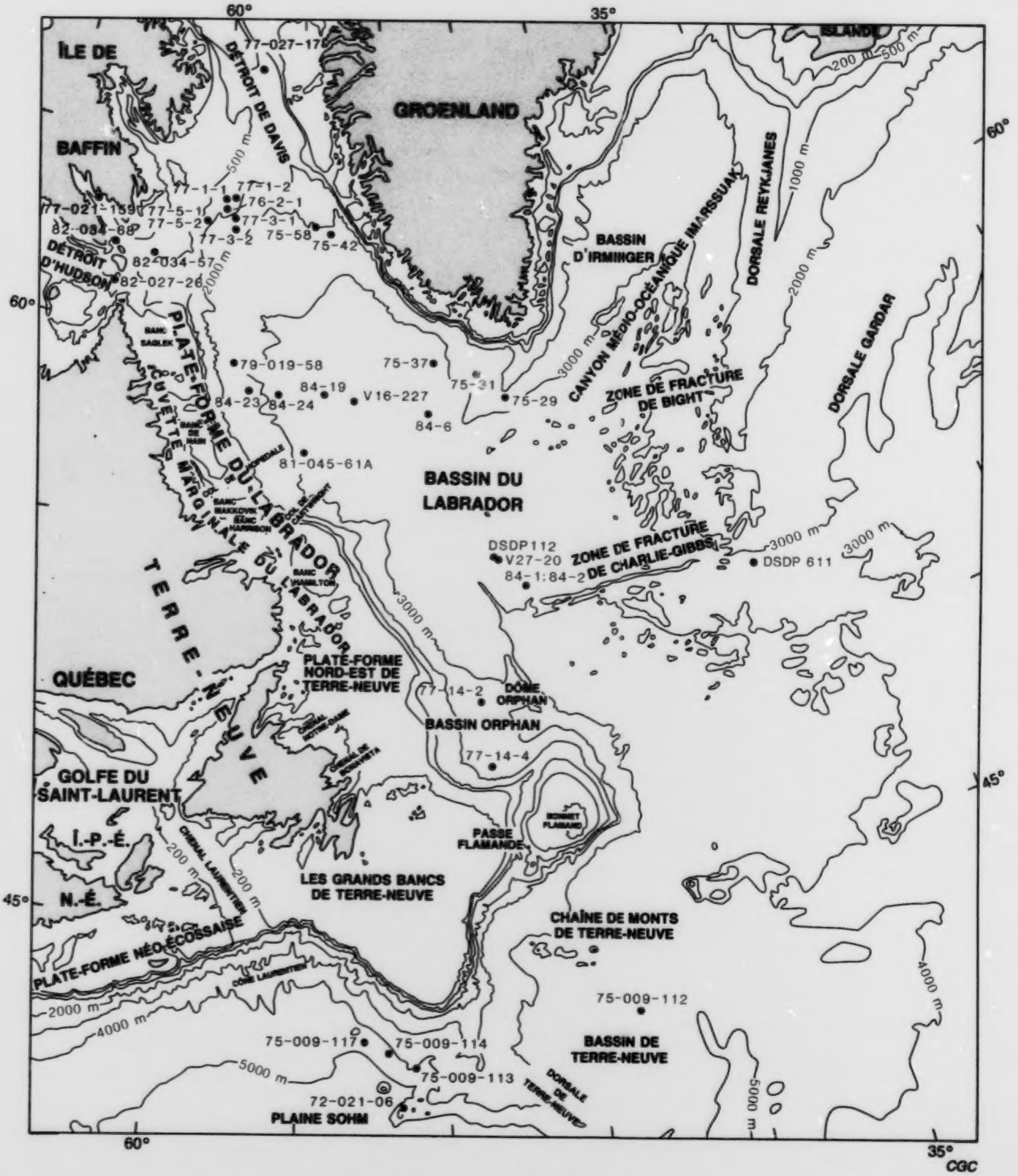


Figure 10-46. Répartition des carottes principales du Quaternaire tardif présentées aux figures 10-47 et 10-48.

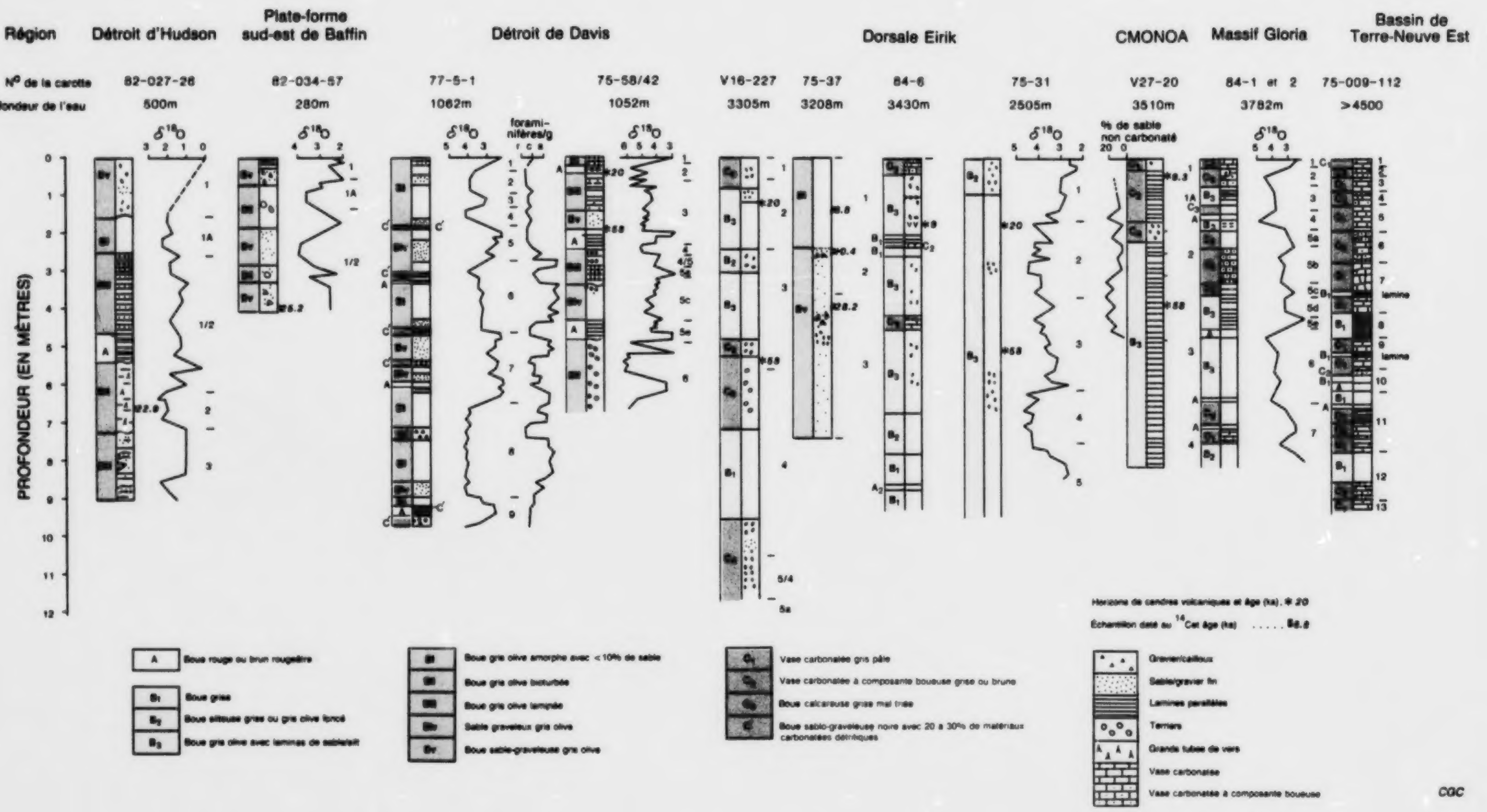


Figure 10-47. Carottes représentatives provenant de zones d'eau profonde dans la mer du Labrador, entre le détroit d'Hudson et le détroit de Davis au nord et le bassin de Terre-Neuve au sud. La représentation de ces carottes montre les corrélations lithostratigraphiques hypothétiques avec les lithofaciès principaux reconnus dans les carottes provenant du détroit de Davis (Aksu et Mudie, 1985a) et la carotte 74-112 prélevée sur une colline abyssale dans le bassin de Terre-Neuve. Les courbes de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$ en ‰) sont fondées sur la composition de *Neogloboquadrina pachyderma* (senestre), d'après les données rapportées par Aksu et Mudie (1985a), Fillon et Duplessy (1980), Mudie et Aksu (1984), Scott et al. (1986a) et, dans le cas des carottes 82-027-026 et 82-034-57, d'après des données inédites fournies par A.E. Aksu de l'Université Memorial de Terre-Neuve. Les étages de la stratigraphie isotopique qui sont indiqués pour d'autres carottes sont des corrélations établies par Fillon et Duplessy (1980) et Alam et al. (1983) et appuyées par la micropaléontologie et la téphrochronologie. L'emplacement des carottes est indiqué à la figure 10-46. Pour chaque carotte, la colonne de gauche montre les lithofaciès (voir la légende et le texte) et la colonne de droite, la lithologie prédominante ou, dans le cas des boues silicoclastiques, les structures caractéristiques et les intraclastes.

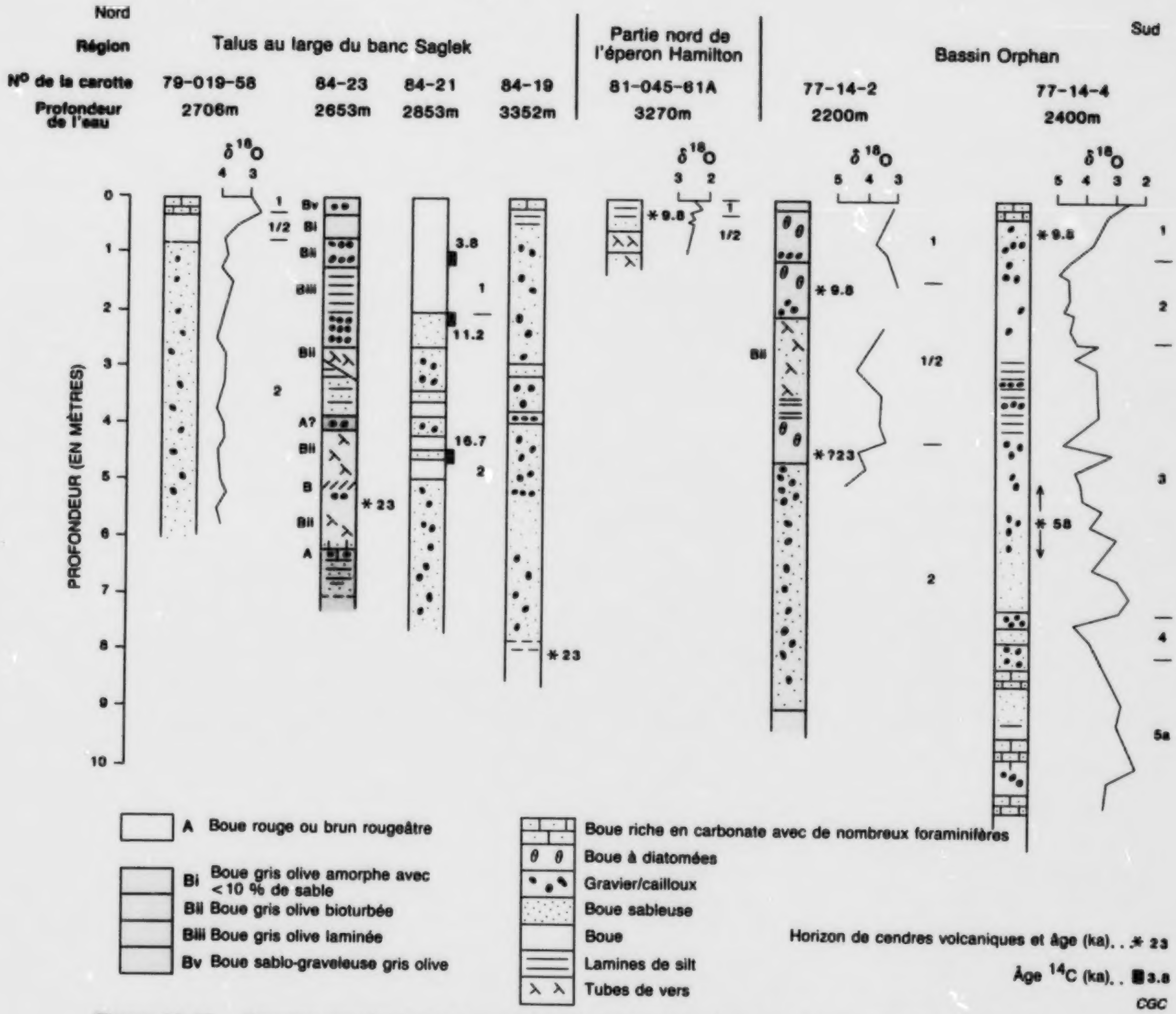
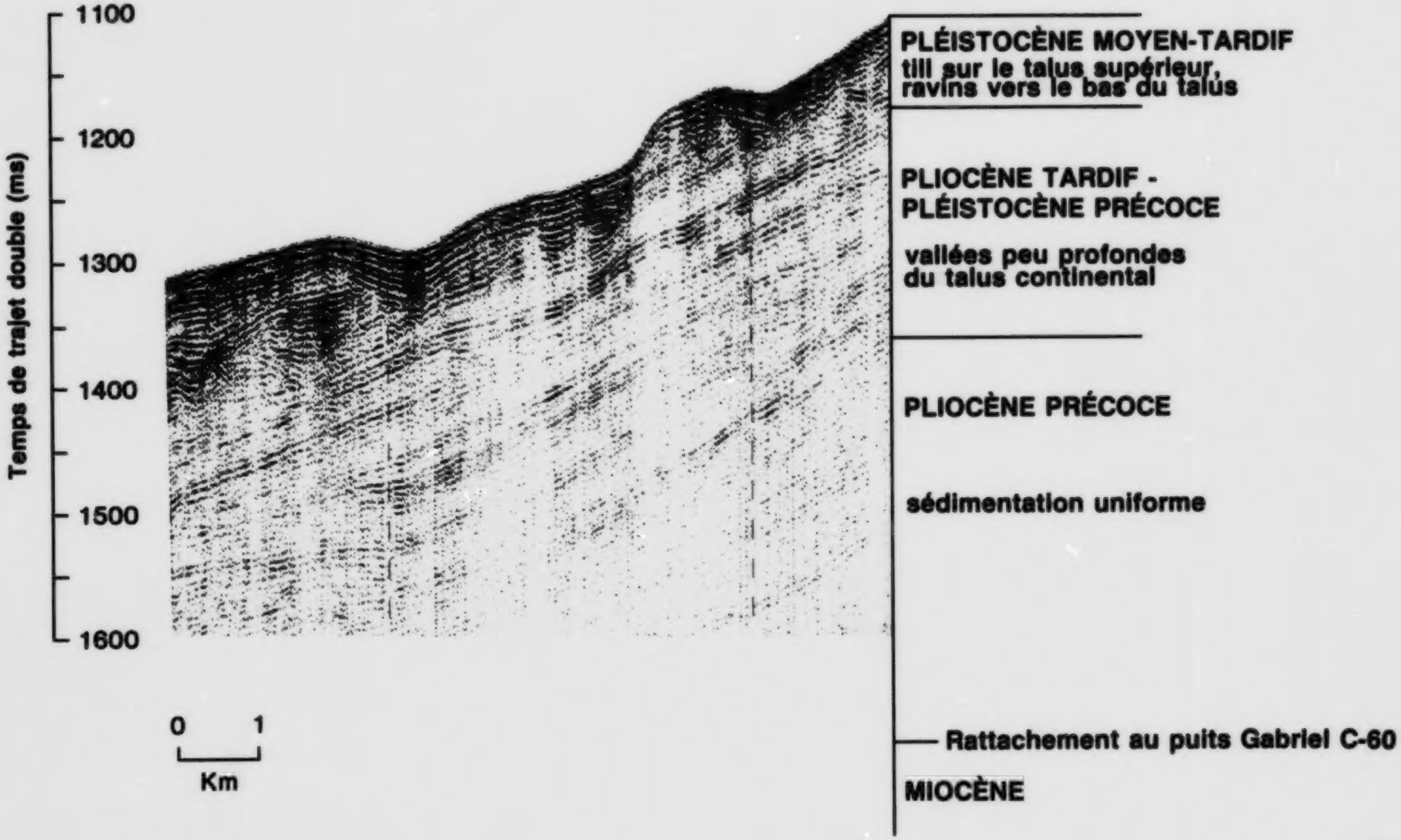


Figure 10-48. Carottes représentatives provenant du talus et du glacis du Labrador et de Terre-Neuve. À remarquer le changement dans les lithofaciès et les compositions isotopiques ($\delta^{18}O$), du nord (61°N) au sud (49°N). Les courbes de la composition isotopique de l'oxygène sont fondées sur la composition de *Neogloboquadrina pachyderma* (senestre), d'après les données rapportées par de Vernal (1986), pour la carotte 84-21, et par Schafer et Scott (1985); d'autres courbes isotopiques sont tirées des données inédites de A.E. Aksu (Université Memorial, carotte 79-019-58). Les âges ^{14}C proviennent de la datation de foraminifères par spectrographie de masse par accélérateur (de Vernal, 1986); les âges des horizons de cendres ont été interprétés par les auteurs. L'emplacement des carottes est indiqué à la figure 10-46.

Dans le nord-ouest du bassin du Labrador, les sédiments sus-jacents au réflecteur D sont acoustiquement irréguliers et présentent des réflexions hyperboliques et lenticulaires discontinues qui indiquent qu'ils ont été déposés par des courants de contour. Au-dessus du réflecteur B, ces dépôts sont recouverts en avancée par des sédiments stratifiés à proximité du canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique; toutefois, dans la partie ouest du bassin, une séquence peu épaisse de contourite persiste jusqu'au réflecteur A. Dans le nord-ouest du bassin du Labrador, le réflecteur A, qui semble former la base de la « séquence de progradation » sur la plate-forme continentale externe, est recouvert d'une séquence épaisse de sédiments stratifiés qui a progradé à partir de la bordure de la plate-forme continentale et est coupé par des chenaux s'écoulant sur le talus et le glacis du Labrador. Des réflecteurs irréguliers qui attestent la sédimentation par des courants de contour, sont présents entre les chenaux, à des profondeurs d'eau de 2 500 à 2 800 m.

Dans le sud du bassin du Labrador, le socle océanique se situe près de la surface à certains endroits, et la topographie du fond est beaucoup plus irrégulière. La dorsale Eirik, la crête Gloria et les éperons Hamilton et Sackville sont de gros amas de sédiments de courants de dérive du



CGC

Figure 10-49. Faciès acoustiques sur le flanc occidental de la passe Flamande. Les âges sont fondés sur un rattachement stratigraphique au puits Gabriel C-60 (Piper et Sparkes, 1986).

Néogène (Jones et al., 1970; Egloff et Johnson, 1975) qui sont recouverts de dépôts hemipélagiques ou de contourites quaternaires. Par endroits, notamment aux sites 112 du DSDP et 647 du PSFM, ils sont recouverts de biseaux d'aggradation de turbidites pléistocènes. Même si le contrôle stratigraphique de bon nombre de ces amas est mauvais, la plus grande partie de la sédimentation a eu lieu au cours du Néogène. La sédimentation quaternaire subséquente a très peu modifié le relief global des grands amas de sédiments de courants de dérive. À certains endroits, notamment sur le bord septentrional de l'éperon Hamilton, ces dépôts de courants de dérive ont été érodés au cours du Quaternaire.

Dans le sud du bassin du Labrador, les meilleures données stratigraphiques proviennent du site 646 du PSFM (fig. 10-51), sur les flancs nord-ouest de la dorsale Eirik (Arthur et al., 1986). La limite Miocène-Pliocène se trouve à environ 500 m sous le fond marin, et les couches du Pliocène précoce sont des contourites boueuses riches en matériaux carbonatés qui contiennent des microfossiles indicatifs d'eau relativement chaude. Près de la limite du Pliocène précoce-tardif (3,4 Ma, 314 m sous le fond marin), on observe un passage net à un biote dominé par des espèces siliceuses. Les premiers débris glaciels importants sont observés dans le Pliocène tardif (2,5 Ma, 236 m). Au-dessus de cet horizon, les sédiments glaciaires néogènes ont été généralement aplanis par l'accumulation continue de boues à teneur variable, mais faible, en débris glaciels grossiers et en microfossiles calcaires et siliceux.

Le site 647 du PSFM se trouve sur le flanc sud-ouest du massif Gloria (Arthur et al., 1986). Des couches s'échelonnant du Pliocène supérieur au Quaternaire reposent en disconformité sur des sédiments pélagiques vannés du Miocène supérieur. Les sédiments pliocènes les plus anciens observés à 116 m sous le fond marin contiennent des débris glaciels et datent d'environ 2,5 Ma. Les strates sus-jacentes comportent des couches alternées de boues turbiditiques riches en calcite, apparemment dérivées du canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique, et de boues riches en matériaux biogènes, déposées par des courants de contour. Une stratigraphie relativement similaire a été reconnue au site 113 du DSDP, qui est mal échantillonné et se trouve sur la marge sud-ouest de la dorsale Eirik (Laughton et al., 1972).

Des carottes de sédiments de subsurface de l'est du bassin du Labrador (fig. 10-47), se composent principalement de boues hémipélagiques contenant des débris glaciels (Fillon et Duplessy, 1980; Fillon et al., 1981b; de Vernal et al., 1986). Dans le centre du bassin du Labrador (fig. 10-46), la sédimentation est dominée par l'accumulation de turbidites en provenance du canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique (Chough et Hesse, 1980). Les turbidites semblent être plus étendues au cours de stades glaciaires et sont interdigitées avec des contourites déposées au cours d'interglaciaires (Chough et al., 1985). La stratigraphie des cendres de l'Atlantique Nord est vraisemblablement reconnaissable à proximité du canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique (Chough, 1978), bien que les datations y soient sporadiques. Dans les carottes prélevées à proximité du canyon, les turbidites sont plus abondantes dans les intervalles wisconsiniens que dans les intervalles sangamoniens ou holocènes, et les matériaux carbonatés détritiques abondent à certains niveaux wisconsiniens (Chough, 1978; Latouche et Parra, 1979). La pétrographie des matériaux détritiques suggère que d'autres sédiments y ont été transportés par des courants de fond durant l'Holocène (Latouche et Parra, 1979).

Dans la partie occidentale du bassin du Labrador, à l'ouest des dépôts turbiditiques du canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique, une grande partie du glacis a subi l'influence du sous-courant occidental côtier tout au long du Quaternaire tardif (Chough et al., 1985). Des carottes représentatives (fig. 10-47) indiquent qu'il y a eu transport considérable de sédiments grossiers vers le bas du talus à partir de la marge du Labrador au cours du Wisconsinien; le transport glaciel y a également été important, et des indices témoignent de la présence de contourites et de turbidites distales locales.

Détroit de Davis
A.E. Aksu et P.J. Mudie

Les enregistrements sismiques multicanal révèlent que le socle rocheux du détroit de Davis présente une topographie complexe et n'est recouvert que d'une mince couverture sédimentaire. Il est impossible de suivre la trace des réflecteurs sismiques à partir du nord de la mer du Labrador ou de la plate-forme sud-est de Baffin jusqu'au détroit de Davis, par conséquent, l'histoire tertiaire de cette région est méconnue. Des études détaillées de plusieurs longues carottes de sédiments quaternaires prélevées dans le détroit de Davis (Aksu, 1981; Fillon et Duplessy, 1980; Fillon et Aksu, 1985) permettent la corrélation provisoire avec des carottes provenant du sud de la baie de Baffin (Mudie et Aksu, 1984), de la plate-forme sud-est de Baffin (Praeg et al., 1986), et du nord de la mer du Labrador. Des carottes prélevées dans l'ouest du détroit de Davis (fig. 10-52) contiennent trois lithofaciès qui peuvent être corrélés stratigraphiquement avec les faciès A, D et C de la baie de Baffin. Dans le détroit de Davis, le faciès A se compose de boues sablo-graveleuses brun jaunâtre et de boues fines avec de nombreuses lamines de sable et de silt. La teneur en carbonate lithique est typiquement élevée (de 50 à 90 %), car des calcaires et dolomies paléozoïques constituent la source principale des sédiments. Des lits massifs de boues graveleuses témoignent d'une sédimentation glacielle; des couches laminées et des boues sablo-graveleuses sont probablement des turbidites et des coulées de débris finement stratifiées respectivement. Les isotopes de l'oxygène (Aksu, 1983a; Aksu et Mudie, 1985a) montrent que le faciès A se trouve normalement à la base des étages de composition isotopique légère, ou près de celle-ci, et que les sédiments reflètent probablement la fonte rapide et le vêlage d'icebergs. Dans la carotte 82-027-26 (fig. 10-47), l'occurrence la plus récente du faciès A correspond à la transition des étages 1 et 2 de la stratigraphie isotopique et recouvre des sédiments dont l'âge ^{14}C est de 22 900 ± 410 BP (B-8899).

Dans les carottes en provenance du détroit de Davis, le faciès B se compose de boues gris olive à olive foncé ou de lits de boues sablo-graveleuses. Ces sédiments semblent être l'équivalent des sédiments du faciès D des carottes de la baie de Baffin, qui est le lithofaciès prédominant dans le sud de la baie de Baffin et le nord du détroit de Davis. Dans les carottes du détroit de Davis, le faciès B contient moins de 10 % de carbonate de calcium, dont la majeure partie est biogène. Il se compose de sables et boues turbiditiques, de boues graveleuses glacielles et de boues hémipélagiques contenant des débris glaciels (Aksu et Mudie, 1985a).

Le faciès C se compose de boues sablo-graveleuses amorphes, grisâtres ou noir brunâtre, dépourvues de structures, dont la teneur en carbonate lithique varie de 20 à 30 %. Ce lithofaciès représente vraisemblablement des débris glaciels (Aksu et Mudie, 1985a); son contenu en palynomorphes suggère que ses sources comprennent des shales noirs tertiaires qui affleurent dans l'île Bylot et sont présents dans la subsurface de certaines parties de la plateforme nord-est de Baffin (Mudie et Short, 1985; Arthur et al., 1986). Dans les carottes provenant du détroit de Davis, ce lithofaciès se trouve principalement au sommet ou à la base des étages de composition isotopique lourde (glaciaires). Bien que la couleur et la composition minéralogique du faciès C ressemblent à ceux du faciès C de la baie de

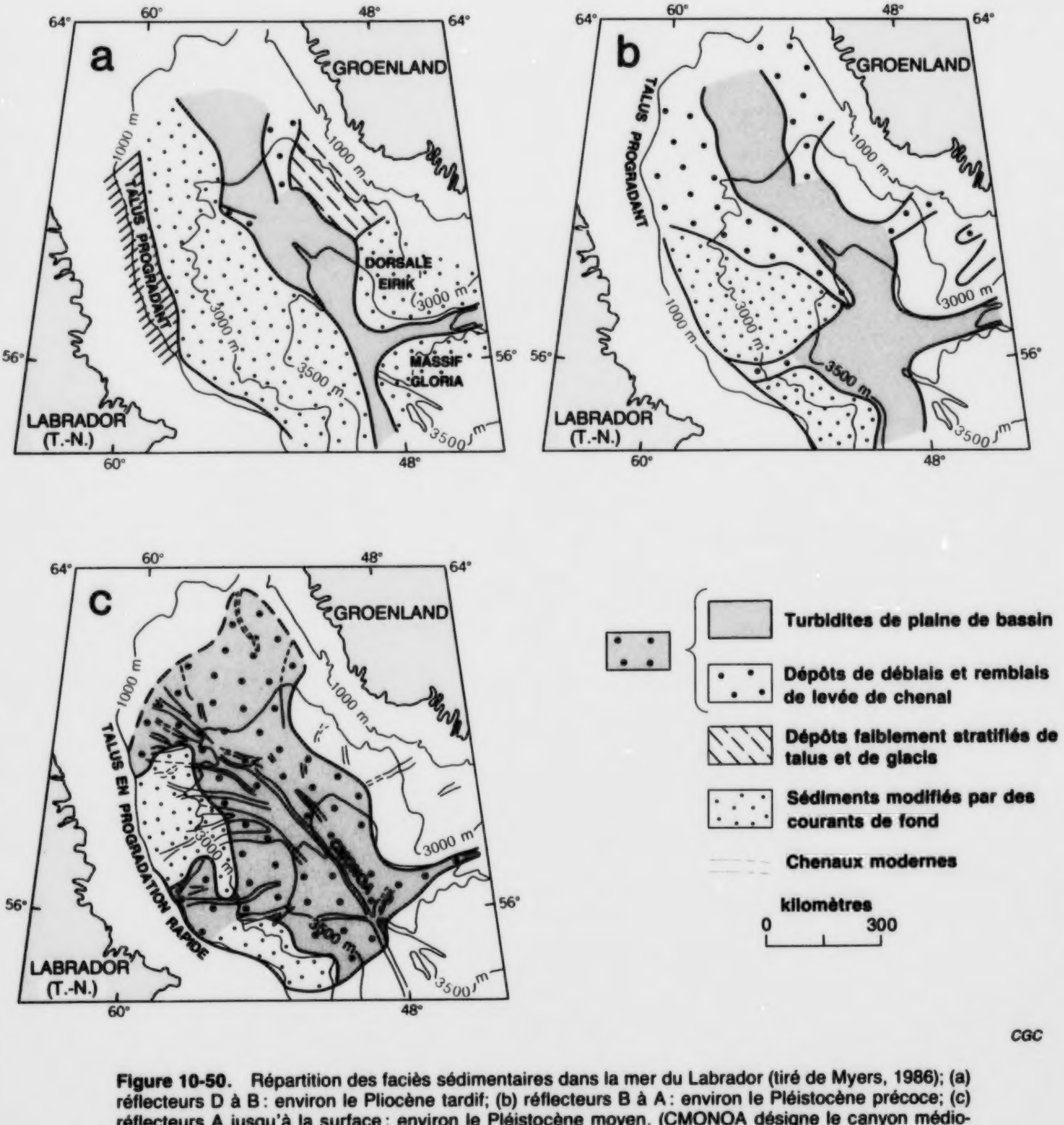


Figure 10-50. Répartition des faciès sédimentaires dans la mer du Labrador (tiré de Myers, 1986); (a) réflecteurs D à B : environ le Pliocène tardif; (b) réflecteurs B à A : environ le Pléistocène précoce; (c) réflecteurs A jusqu'à la surface : environ le Pléistocène moyen. (CMONOA désigne le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique).

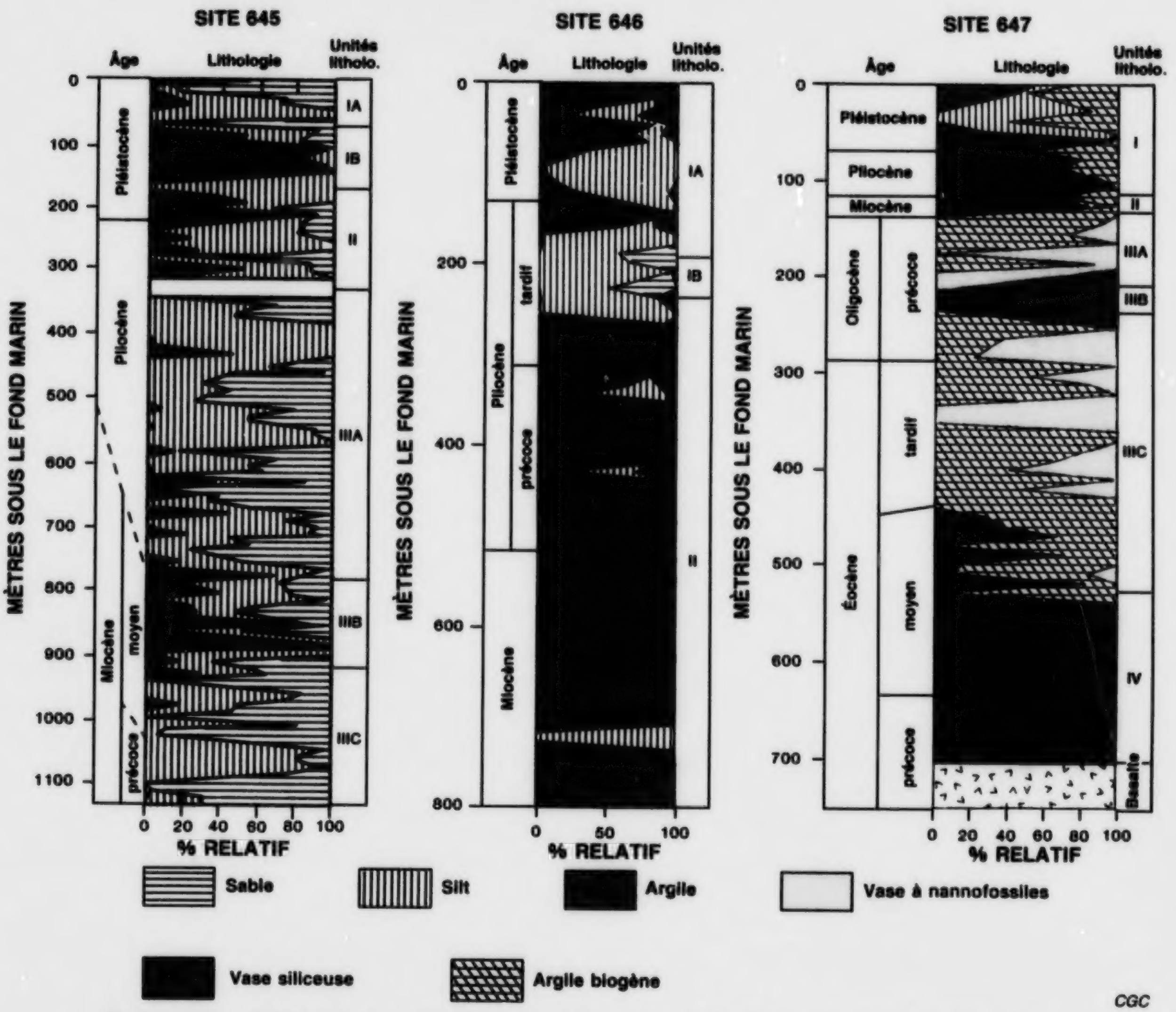


Figure 10-51. Synthèse de la stratigraphie aux sites 645, 646 et 647 du PSFM (d'après Arthur et al., 1986). La position des sites est indiquée à la figure 10-1.

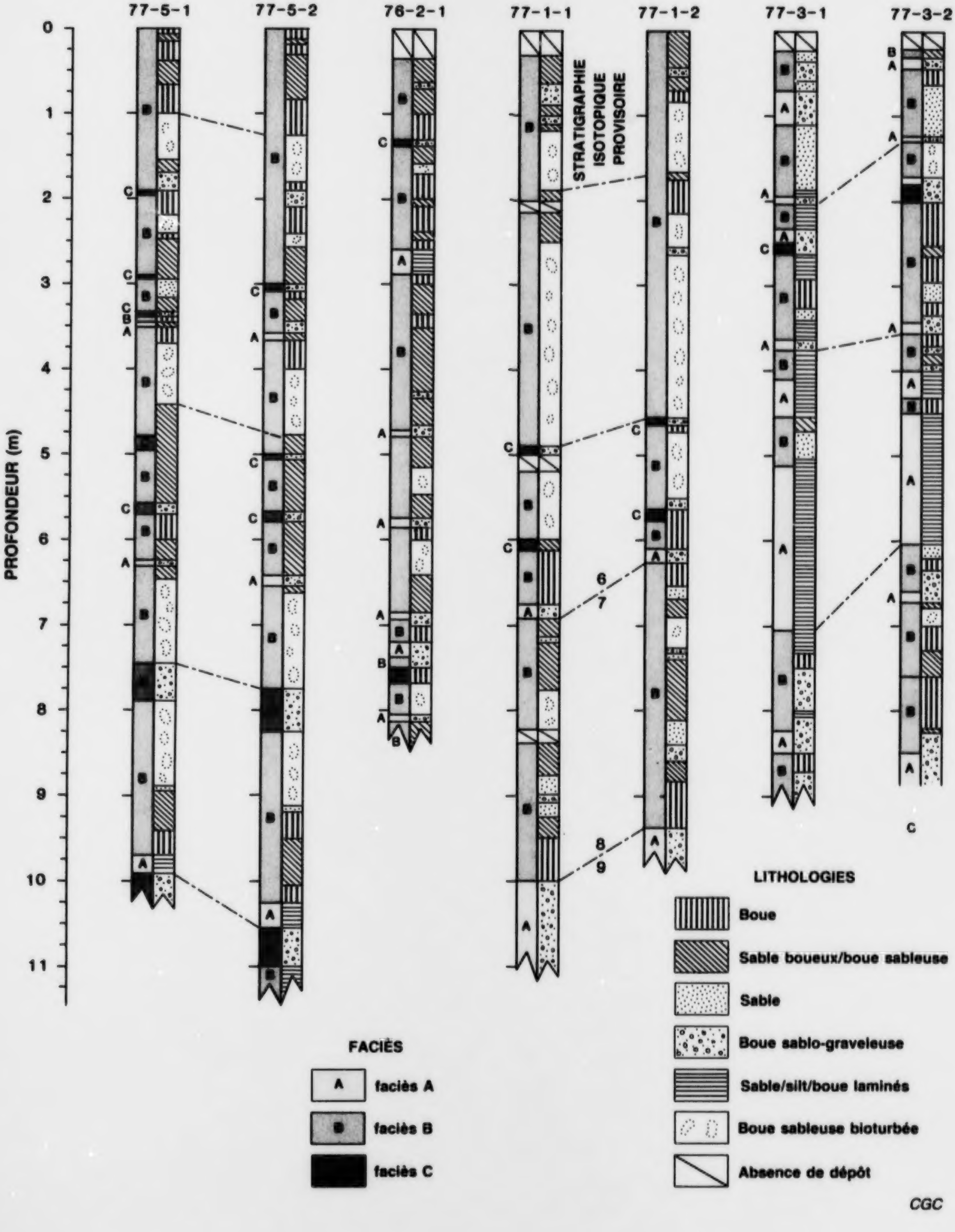
Baffin, ce dernier est granoclassé et a dû être mis en place par une coulée de débris.

Les carottes prélevées dans le détroit de Davis présentent une corrélation lithologique relativement mauvaise (Aksu et Mudie, 1985a); toutefois, en utilisant de nombreux critères tels que la stratigraphie des cendres volcaniques, les microfossiles, la stratigraphie isotopique, la datation au radiocarbone, la thermoluminescence et l'aminochronologie, il est possible de proposer une chronostratigraphie provisoire qui permet d'établir une corrélation grossière avec la carotte 77-027-17, prélevée dans le sud de la baie de Baffin, et avec des carottes en provenance du talus et du glacis du Labrador et du centre de la mer du Labrador (fig. 10-47, 10-52). À supposer que cette corrélation et cette chronologie soient justes, les taux de sédimentation moyens du Quaternaire tardif auraient été de 3 à 4 cm/ka dans l'ouest du détroit de Davis et sur le talus et le glacis du Labrador, un peu moins élevés sur le seuil du détroit de Davis, et de 4 à 9 cm/ka dans le bassin du Labrador et sur le glacis du Groenland occidental. Les stratigraphies isotopiques de l'oxygène des carottes du détroit de Davis indiquent que quatre cycles glaciaires-interglaciaires majeurs ont eu lieu au cours des 400 000 dernières années et que leurs amplitudes ont été à peu près les mêmes que celles qui ont été signalées dans la mer du Groenland (Kellog, 1977; Jansen et al., 1983).

Synthèse de l'histoire glaciaire

D.J.W. Piper

La stratigraphie des zones d'eau profonde du bassin du Labrador témoigne d'une longue période marquée par la


77-5-1
77-5-2
76-2-1
77-1-1
77-1-2
77-3-1
77-3-2
PROFONDEUR (m)
STRATIGRAPHIE ISOTOPIQUE PROVISOIRE
6
7
8
9
LITHOLOGIES
Boue
Sable boueux/boue sableuse
Sable
Boue sablo-graveleuse
Sable/silt/boue laminés
Boue sableuse bioturbée
Absence de dépôt
FACIÈS
faciès A
faciès B
faciès C
CGC

circulation des eaux de fond, le transport glaciel et les apports de sédiments glaciaires en provenance des inlandsis laurentidien et du Groenland. Les forages entrepris en 1985 dans le cadre du Programme de sondage des fonds marins ont fourni une série détaillée d'échantillons; une fois que ces échantillons auront été analysés, plusieurs des interprétations actuelles pourraient être révisées en profondeur.

L'influence des glaciations sur la circulation des eaux de fond est révélée par les discordances du Miocène et par les importantes accumulations de sédiments de courants de dérive au Néogène. Le dépôt des turbidites du Pliocène supérieur dans le nord-est du bassin du Labrador s'est principalement déroulé au début d'un épisode majeur de transport glaciel et est vraisemblablement relié à l'englaciation du Groenland. Le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique s'est développé durant le Pléistocène précoce avec l'arrivée de sédiments provenant du détroit d'Hudson, mais sans qu'il n'y eut apport considérable de sédiments de la marge du Labrador avant le Pléistocène moyen. Même si les principaux dépôts de courants de dérive se sont peu développés au cours du Quaternaire, l'influence des courants profonds sur l'accumulation des sédiments quaternaires a été ressentie sur de vastes étendues du bassin du Labrador, notamment au Pliocène précoce, avant l'arrivée de volumes considérables de turbidites en provenance de la marge du Labrador. Cette circulation des courants de fond complique également l'interprétation de la stratigraphie du Quaternaire tardif à partir de carottages par piston. Au cours des pléniglaciaires, la sédimentation a été dominée par la mise en place de turbidites dans une grande partie du bassin du Labrador mais, lorsque les glaciers ont reculé, l'accumulation de turbidites n'a continué que dans le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique. D'autres régions ont connu une sédimentation hémipélagique dominée par des courants de fond, et cette situation s'est maintenue jusque dans l'Holocène. Les sédiments glaciels sont particulièrement importants dans le sud-ouest de la mer du Labrador, et des lithologies glacielles fournissent un lien lithostratigraphique avec la stratigraphie de la baie de Baffin.

RÉGION DE LA BAIE DE BAFFIN

Fjords de l'île de Baffin

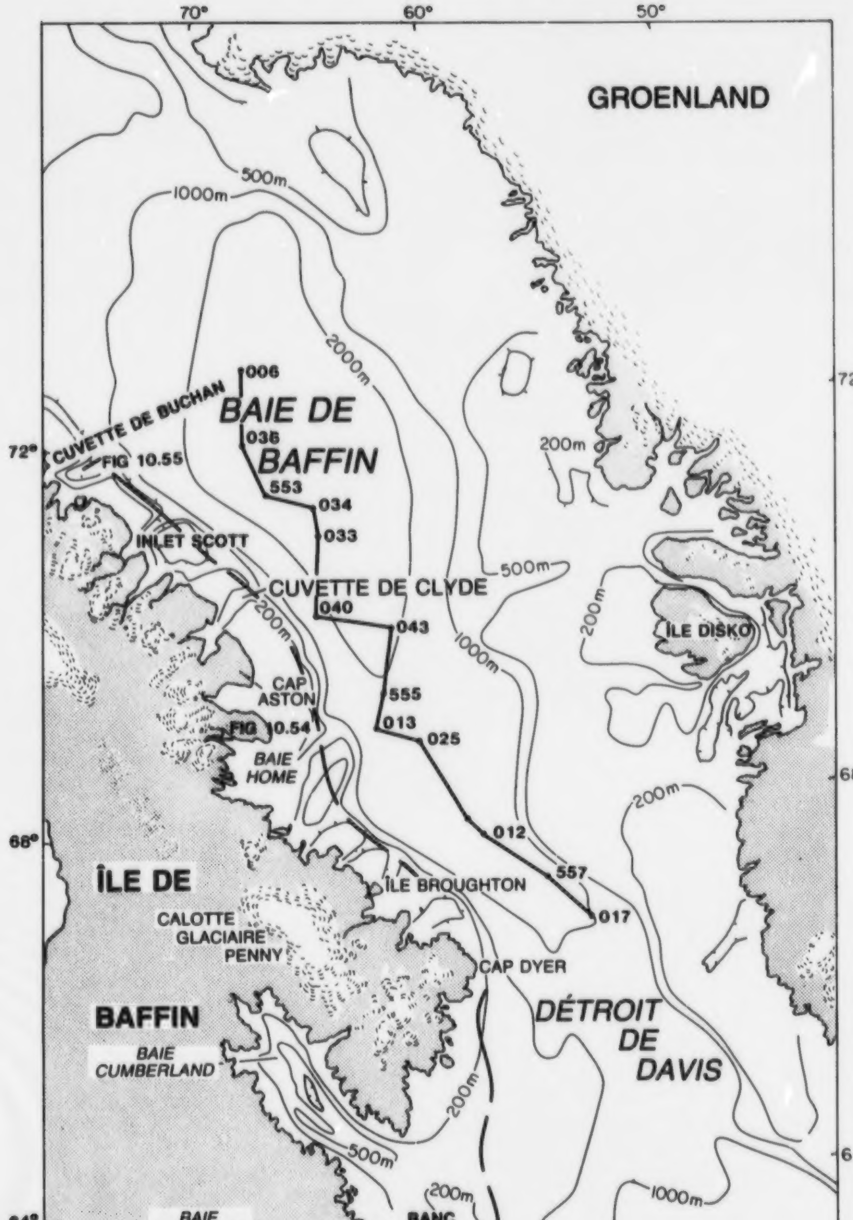
J.P.M. Syvitski et D.J.W. Piper

La côte nord-est de l'île de Baffin (fig. 10-53) est profondément disséquée par des fjords dont les parois peuvent atteindre 1 500 m de haut et les profondeurs d'eau 1 000 m. Dans les segments externes et médians des fjords, les bassins sont séparés par des seuils rocheux recouverts de sédiments; par contre, les fjords internes sont divisés en bassins par des moraines glaciaires transversales, dont certaines se sont trouvées en émersion avec la baisse du niveau marin relatif au cours de l'Holocène tardif; les fjords Ekalugad et Tromso en sont des exemples. Certains des fjords drainant la calotte glaciaire Penny contiennent encore de grands glaciers de marée; dans d'autres, la plus grande partie des sédiments provient de deltas de sandurs. La plupart des fjords possèdent des cirques ou des glaciers émissaires qui se sont avancés dans la mer à la fin du Néoglaciaire pour atteindre leur maximum vers l'an 1700 ap. J.-C.

Les fjords contiennent des séquences de sédiments stratifiés dont l'épaisseur maximale varie de 40 m à plus de 220 m (Syvitski, 1984; Gilbert, 1985). Certains sédiments glaciomarins proximaux (fig. 10-54) sont interdigités avec du till et par endroits, ont subi une poussée glaciaire; d'autres ont un style sédimentaire confiné et représentent des dépôts de coulées gravitaires adjacents à des deltas de sandurs progradants (Syvitski, 1984). La plupart des dépôts distaux ont un style acoustique plus concordant. La datation au radiocarbone révèle que l'épaisseur des sédiments holocènes dans ces bassins distaux est typiquement de 3 ou 4 m (Andrews et al, 1985). Les sédiments stratifiés épais pourraient donc dater de plusieurs dizaines de milliers d'années, et le dernier événement de glaces ancrées sur le fond des fjords s'est probablement produit au Foxien précoce ou avant. La distribution des moraines sur les terres émergées suggère que la glace s'est avancée jusqu'à l'embouchure des fjords Maktak et Coronation, au Foxien précoce et tardif (Andrews et Miller, 1984). Ces fjords contiennent des séquences stratifiées épaisses; toutefois, aucune unité de tills multiples n'y a été reconnue. Les séquences pourraient donc représenter une sédimentation rapide subséquente au retrait des glaces au Foxien tardif, ou encore des dépôts mis en place par une nappe glaciaire ancrée ou flottante au Foxien tardif. Si la nappe glaciaire était effectivement ancrée, elle n'aurait pas perturbé les sédiments plus anciens. Dans quatre des fjords étudiés, des moraines frontales datant du Foxien tardif forment des seuils à la limite des bassins internes.

À certains endroits, une séquence stratigraphique épaisse de dépôts marins soulevés et de tills intercalés a été conservée dans les promontoires côtiers qui séparent les fjords (Andrews et Miller, 1984). Les coupes antérieures au Foxien de la séquence stratigraphique côtière ont été datées par la méthode du déséquilibre de l'uranium et par la racémisation des acides aminés (Miller, 1985; Mode, 1986); elles laissent croire que les strates les plus anciennes datent du Pléistocène précoce ou même du Pliocène (Feyling-Hanssen, 1985). Des sédiments de cet âge retrouvés dans des zones marines n'ont été reconnus que dans la baie de Baffin, au site 645 du PSFM. Au cours du Foxien précoce, les glaciers émissaires se trouvaient uniquement dans les fjords, et une grande partie des promontoires côtiers de faible altitude était libre de glace. Jusqu'à présent, aucun événement glaciaire du Foxien moyen n'a été reconnu dans la stratigraphie des promontoires. La glaciation du Foxien tardif a été moins étendue que celle du Foxien précoce. La majorité des sédiments marins soulevés sont associés étroitement à des tills ou à des sédiments juxtaglaciaires grossiers mis en place au Quaternaire durant des cycles multiples de transgression et de régression. Le cycle le plus récent date du début de l'Holocène et se compose entièrement de dépôts marins normaux ou distaux. Les fluctuations du niveau marin relatif sont attribuables à une surcharge glacio-isostatique (Andrews, 1980); jusqu'à ce jour, il n'existe aucune donnée extracôtière sur les fluctuations du niveau marin qui puisse servir à des fins de corrélation.

Figure 10-52. Corrélation de carottes provenant du détroit de Davis. La stratigraphie isotopique (d'après Mudie et Aksu, 1984) n'est que provisoire. Les faciès sont décrits dans le texte. L'emplacement des carottes est indiqué à la figure 10-46.


70°
60°
50°
GROENLAND
500m
1000m
2000m
72°
BAIE DE
BAFFIN
CUVETTE DE BUCHAN
FIG 10.55
006
036
553
034
033
INLET SCOTT
CUVETTE DE CLYDE
040
043
200m
ÎLE DISKO
CAP
ASTON
555
013
025
FIG 10.54
BAIE
HOME
68°
012
557
ÎLE BROUGHTON
017
ÎLE DE
CALOTTE
GLACIAIRE
PENNY
CAP DYER
BAFFIN
DÉTROIT
DE
DAVIS
BAIE
CUMBERLAND
64°
BAIE
FROBISHER
PÉNINSULE
HALL
BANC
LEMIEUX
PÉNINSULE
META
INCOGNITA
LOKS LAND
DÉTROIT D'HUDSON
FIG 10.42
FIG 10.44
ÎLE RESOLUTION
FIG 10.41
FIG 10.40
CGC

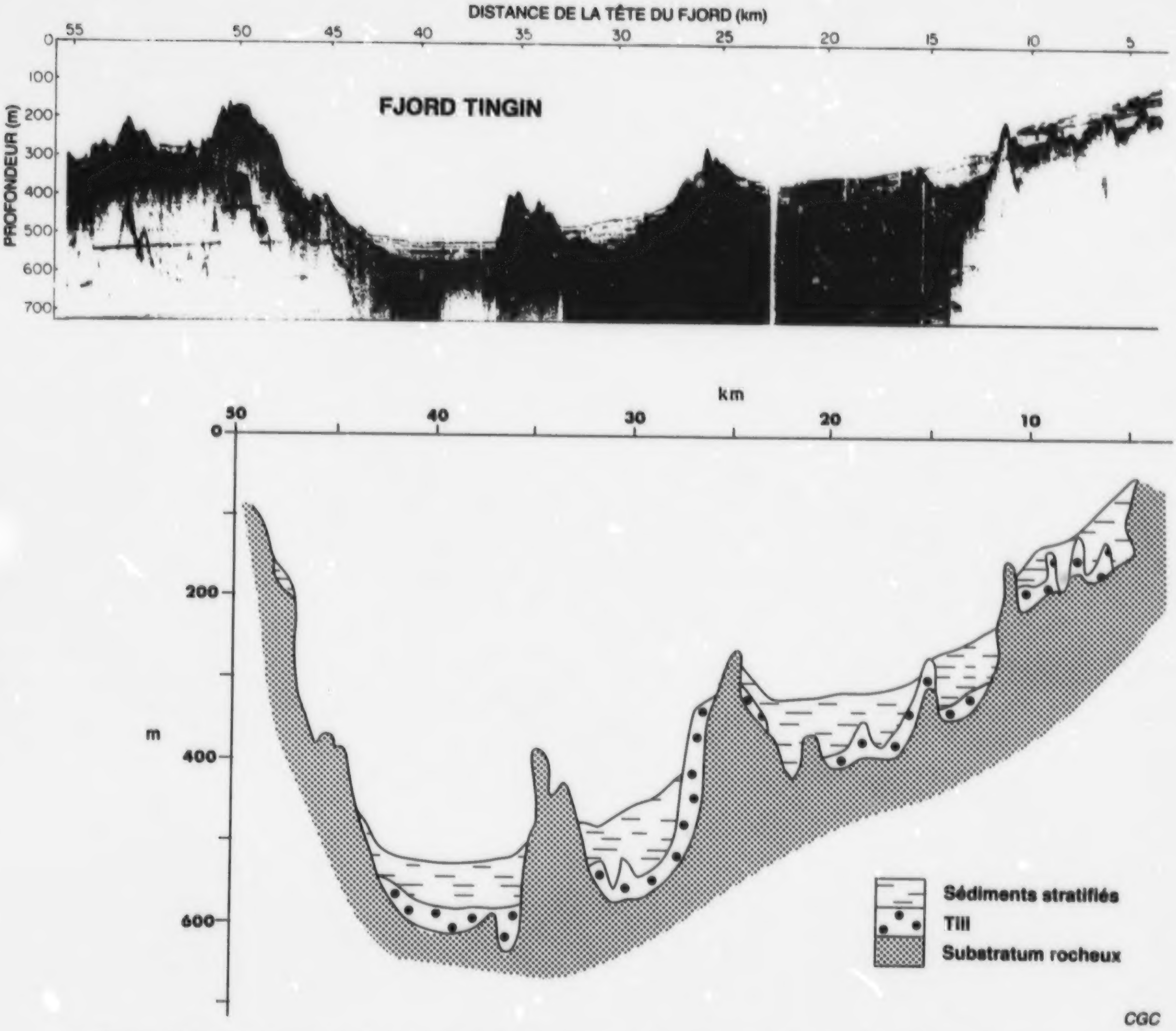


Figure 10-54. Interprétation de dépôts quaternaires dans le fjord Tingin de l'île de Baffin (d'après Gilbert, 1985). La position du profil est indiquée à la figure 10-53.

Dans le nord-est de l'île Bylot, Klassen (1981, 1985) a cartographié une série étendue de moraines latérales caractérisées par une teneur élevée en carbonate détritique. Ces moraines semblent avoir été déposées par des glaciers en provenance du détroit de Lancaster, et elles laissent croire que les glaciers devaient être très épais dans le détroit. La racémisation des acides aminés et la datation au radiocarbone suggèrent que cet événement date du Foxien précoce.

Figure 10-53 Carte de localisation de la plate-forme continentale de l'île de Baffin montrant la limite marine maximale approximative du till glaciaire (ligne épaisse interrompue), déduite à partir de données de sismique-réflexion obtenues au moyen d'un canon à air et d'un dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur (tiré de MacLean, 1985). Les chiffres, les petits traits et les points indiquent la position et l'orientation des profils et des carottes, respectivement.

Plate-forme nord-est de Baffin

D. Praeg et B. MacLean

La plate-forme nord-est de Baffin, qui est située dans la baie de Baffin, est beaucoup plus étroite (de 30 à 50 km) que la plate-forme sud-est de Baffin; son accore se trouve à environ 300 m de profondeur. Elle est caractérisée par la présence de bancs dont la profondeur est inférieure à 200 m, qui sont des prolongements peu profonds des promontoires côtiers; ils sont séparés par des cuvettes transversales pouvant avoir 800 m de profondeur, qui traversent la plate-forme continentale à partir de l'embouchure des fjords majeurs. La cuvette marginale qui est fréquemment observée sur d'autres plates-formes continentales englacées est absente de la plate-forme nord-est de Baffin. Les cuvettes transversales sont le produit de l'érosion glaciaire de chenaux de drainage pré-existants (Løken et Hodgson, 1971). Selon Gilbert (1982), la cuvette

transversale située au large de l'île Broughton est le produit de la sédimentation fluviale tertiaire le long du graben associé à l'ouverture de la baie de Baffin, suivie par l'érosion glaciaire et le surcreusement au Quaternaire.

Les données de sismique-réflexion sont peu nombreuses pour la plate-forme nord-est de Baffin, exception faite de la région située entre l'inlet Scott et le golfe de Buchan; l'interprétation de la géologie est donc provisoire. La base de la séquence quaternaire est difficile à reconnaître, car le contact avec les strates crétacées ou tertiaires sous-jacentes est concordant sur une grande étendue; par contre, là où il existe une discordance, les sédiments sus-jacents peuvent avoir jusqu'à 80 m d'épaisseur. Les cuvettes transversales ont un relief qui dépasse de loin l'épaisseur totale des strates quaternaires, et le substratum rocheux affleure par endroits le long des parois. Du till glaciaire du Drift de Baffin Shelf repose sous certaines parties des planchers et parois des cuvettes, où son épaisseur atteint 30 m; il est recouvert de 2 ou 3 m de boues sablo-graveleuses mal triées, à stratification acoustique, qui sont mises en corrélation avec le Silt de Davis Strait de la plate-forme sud-est de Baffin. Dans la cuvette de Buchan, les sédiments de cette unité sont interdigités avec le till glaciaire du Drift de Baffin Shelf (fig. 10-55). Des boues de bassin mal stratifiées, qui peuvent être corrélées avec les Silts et Argiles de Tiniktartuq de la plate-forme sud-est de Baffin, forment le plancher des cuvettes transversales. Les zones entre les cuvettes qui ont moins de 300 à 500 m de profondeur ont été profondément affouillées par des icebergs ancrés; en conséquence, dans la partie supérieure du talus continental et des parois de cuvettes, le Silt de Davis Strait ne présente aucune stratification acoustique. Le Drift de Baffin Shelf affleure ou est recouvert d'une mince couche de sédiments sur un grande partie de la plate-forme continentale; il se prolonge jusqu'à proximité de la bordure de la plate-forme. Au sommet des bancs, dans la zone entre l'inlet Scott et la cuvette de Buchan, les Silts et Argiles de Tiniktartuq reposent localement sur le Drift de Baffin Shelf et le Silt de Davis Strait dans de petites dépressions bathymétriques non affouillées par des icebergs. Aux endroits où la profondeur de l'eau est inférieure à 100 m, des sédiments quaternaires plus anciens ou, par endroits, le substratum rocheux, sont recouverts de sables et de graviers contenant jusqu'à 30 % de boue, qui sont reportés sur carte sous le nom de sables et graviers de Cape Aston; les marques d'affouillement y abondent mais sont peu profondes, ce qui atteste la résistance du fond marin.

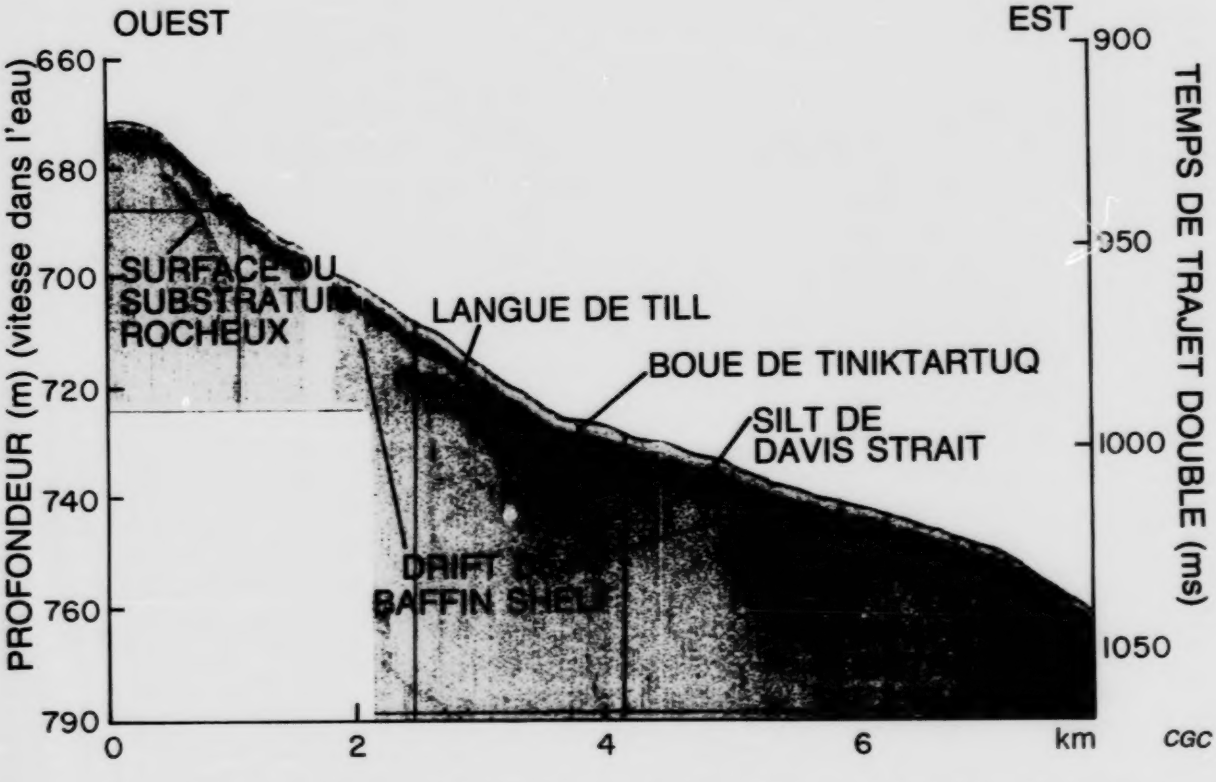


Figure 10-55. Profil sismique de la partie externe de la cuvette de Buchan, sur la plate-forme nord-est de Baffin, obtenu au moyen d'un dispositif sismique Huntec remorqué en profondeur; il montre une langue de till du Drift de Baffin Shelf qui est interdigité avec des sédiments bien stratifiés du Silt de Davis Strait. La séquence est recouverte de sédiments de bassin mal stratifiés des Silts et Argiles de Tiniktartuq. La position du profil est indiquée à la figure 10-53.

Après correction pour la contamination par du carbone remanié, la datation au radiocarbone organique total des Silts et Argiles de Tiniktartuq contenus dans trois carottes retirées de cuvettes au large du fjord Narpang et de l'inlet Scott (Andrews et al., 1985), indique que la sédimentation s'y poursuit depuis au moins 12 ka (Andrews et Osterman, 1984; Jennings, 1985). Au large du cap Aston, les sables et graviers de Cape Aston ont été datés de 11 770 ± 550 BP (GX-6280) et doivent donc être au moins en partie contemporains des silts et argiles de Tiniktartuq. La zonation biostratigraphique (foraminifères) et minéralogique des carottes prélevées dans les deux fjords et sur la plate-forme continentale laisse croire qu'il existe une division tripartite. La zone à *Cassidulina reniforme* représente un milieu d'eaux de fonte froides qui a persisté d'au moins 12,3 ka à environ 8 ka. La zone à *Melonis zaandami* représente un environnement aux eaux relativement chaudes qui s'est maintenu de 8 à 7 ka et est suivie par une zone à foraminifères arénacés représentant des conditions similaires à celles du milieu où prédominent actuellement les eaux froides du courant de Baffin (Andrews et Osterman, 1984; Jennings, 1985).

La stratigraphie marine et les indices du domaine continental indiquent que l'avancée glaciaire du Foxien tardif (8 ou 9 ka) a été largement limitée à l'extrémité amont des fjords dans le nord-est de l'île de Baffin. L'extrapolation d'âges ^{14}C établis pour les Silts et Argiles de Tiniktartuq dans des carottes provenant de la cuvette de Scott (Jennings, 1985) suggère que le sommet du silt sous-jacent de Davis Strait date d'environ 16 ka. Le drift sous-jacent de Baffin Shelf doit donc dater du Foxien moyen au début du Foxien tardif. Même si des indices témoignent d'une avancée d'âge similaire sur la plate-forme sud-est de Baffin, la chronologie glaciaire sur le continent laisse croire que les dernières glaces à atteindre la plate-forme nord-est de Baffin datent du Foxien précoce (Andrews et Miller, 1984). Le nombre et l'étendue des glaciations antérieures au Foxien qui ont touché la plate-forme demeurent inconnus.

L'âge semblable et la distribution relative des Silts et Argiles de Tiniktartuq et des sables et graviers de Cape Aston (Andrews et Osterman, 1984) suggèrent que les deux unités sont le produit de l'érosion postglaciaire et de la resédimentation. En se fondant sur des indices trouvés dans le nord-est de l'île de Baffin, Andrews (1980) a proposé que les niveaux marins relatifs étaient jusqu'à 80 m plus bas durant une grande partie de la seconde moitié du Foxien; or, en se fondant sur des modèles isostatiques, Quinlan (1985) a déduit que le niveau marin était plus élevé que celui d'aujourd'hui pendant une certaine partie de cette période. Le bas niveau marin et le courant de Baffin ont pu contribuer au remaniement des sédiments, qui a été accru par l'action des icebergs.

Bassin de Baffin

A.E. Aksu et D.J.W. Piper

Physiographie

La baie de Baffin est un petit bassin océanique qui est séparé de la mer du Labrador par le détroit peu profond de Davis. La plate-forme continentale occidentale est étroite et relativement peu profonde, sauf dans les cuvettes profondes. La plate-forme continentale du Groenland est large et profonde, et l'accore se trouve à une profondeur allant de 300 à 600 m. Elle est coupée par quelques cuvettes transversales larges dont les extrémités marines semblent contenir des volumes considérables de sédiments qui ont progradé sur le talus continental fortement incliné. Il n'y a aucun accore bien marqué dans la partie nord de la baie, et un grand biseau sédimentaire semble avoir progradé vers le sud-est à partir du détroit de Lancaster et du nord de la baie de Baffin. Le plancher du bassin de Baffin est une plaine abyssale plane, dont la profondeur maximale est de 2 300 m, qui a recouvert en avancée le talus continental sans qu'il n'y ait eu développement d'un glacis évident.

Stratigraphie du Néogène-Quaternaire

Un réseau régional de profils sismiques multicanal établi par l'industrie pétrolière a été corrélé avec la stratigraphie du site 645 du PSFM (Arthur et al., 1986). Srivastava et al. (1987) ont reconnu une discordance régionale (R-2) sur laquelle reposent des boues datant du Miocène moyen au Pliocène inférieur qui ont subi l'influence prononcée mais variable des courants de contour. Des granules glaciels isolés sont observés dans des strates qui remontent jusqu'au Miocène tardif, mais le transport glaciel majeur a commencé à 3,4 Ma. Une deuxième discordance majeure (R-1) (Srivastava et al., 1987) représente un changement important survenu dans la sédimentation glaciaire près de la limite du Pliocène précoce et tardif, et marque également l'abondance accrue des débris glaciels. Elle se situe à la base d'un biseau sédimentaire épais du Pliocène supérieur-Quaternaire qui a progradé vers l'ouest à partir de la marge du Groenland. Les carottes (fig. 10-51) montrent que la coupe s'échelonnant du Pliocène tardif au Pléistocène précoce (unité 2) est composée d'argiles silteuses, tandis que la séquence du Pléistocène précoce à tardif (unité 1b) est beaucoup plus riche en argiles et en matériaux carbonatés détritiques. Les 70 m supérieurs des sédiments du Pléistocène supérieur (unité 1a) sont beaucoup plus silteux et présentent une stratification rythmique. Le nombre de profils sismiques publiés est insuffisant pour permettre d'intégrer les données recueillies au site du PSFM dans le sud de la baie de Baffin, en vue d'établir une synthèse de la sédimentation quaternaire dans l'ensemble de la baie, et notamment pour déterminer l'âge du biseau sédimentaire épais au large du détroit de Lancaster.

Stratigraphie du Quaternaire tardif

Une soixantaine de carottes ont été recueillies en eau profonde, à proximité de la baie de Baffin, par un carottier à piston. Six faciès y ont été reconnus en se fondant sur la description visuelle des carottes, leur couleur et leur minéralogie (Aksu, 1981; Aksu et Piper, 1987). La figure 10-56 illustre la distribution schématique spatio-temporelle de ces faciès. Le faciès A se compose de boues sablo-graveleuses jaune-brun disposées en lits distincts dont l'épaisseur varie de 5 à 60 cm. Il est observé principalement dans la partie centrale de la baie de Baffin et devient moins abondant et moins épais vers l'est et le sud. Les sédiments qui le composent proviennent principalement du transport glaciel. La plus grande partie des débris glaciels provient de roches carbonatées. Toutefois, ce genre de roche ne se retrouvant pas dans les régions côtières de l'île de Baffin et du Groenland, la source du faciès devait donc se situer dans les zones plus éloignées de calcaires et de dolomies paléozoïques, dans l'est du bassin de Sverdrup et le nord-ouest du Groenland. Le faciès B se compose de

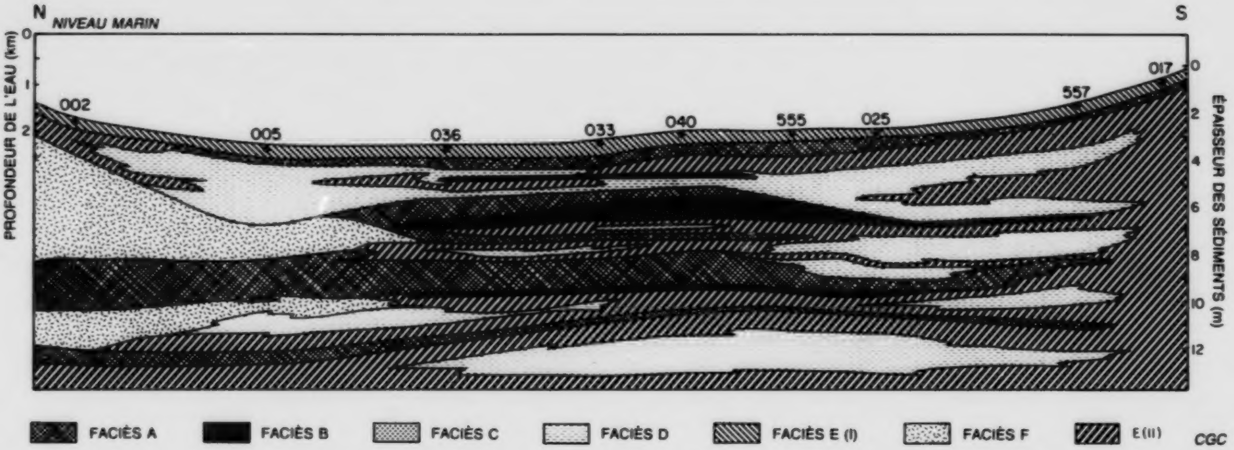
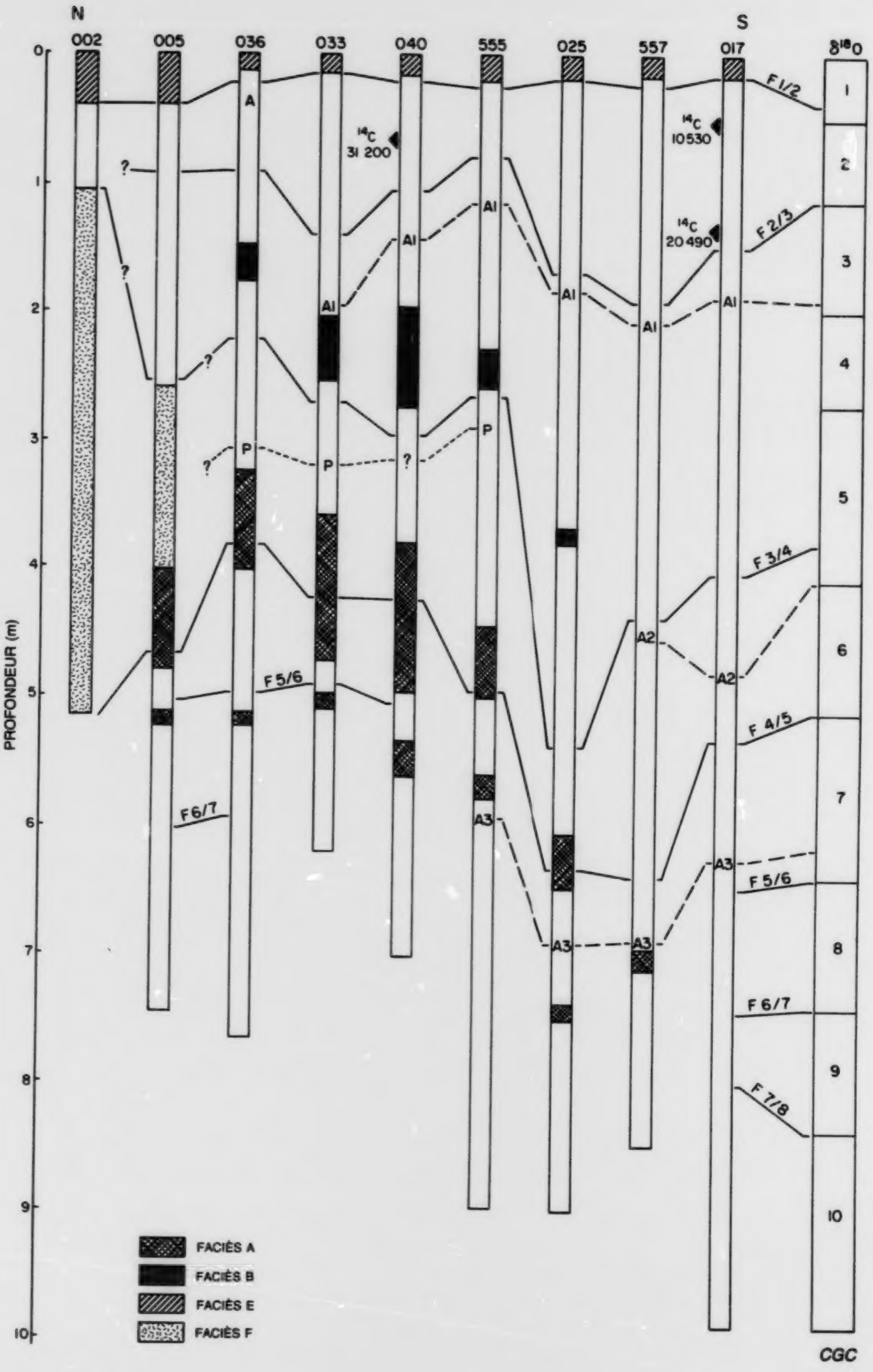


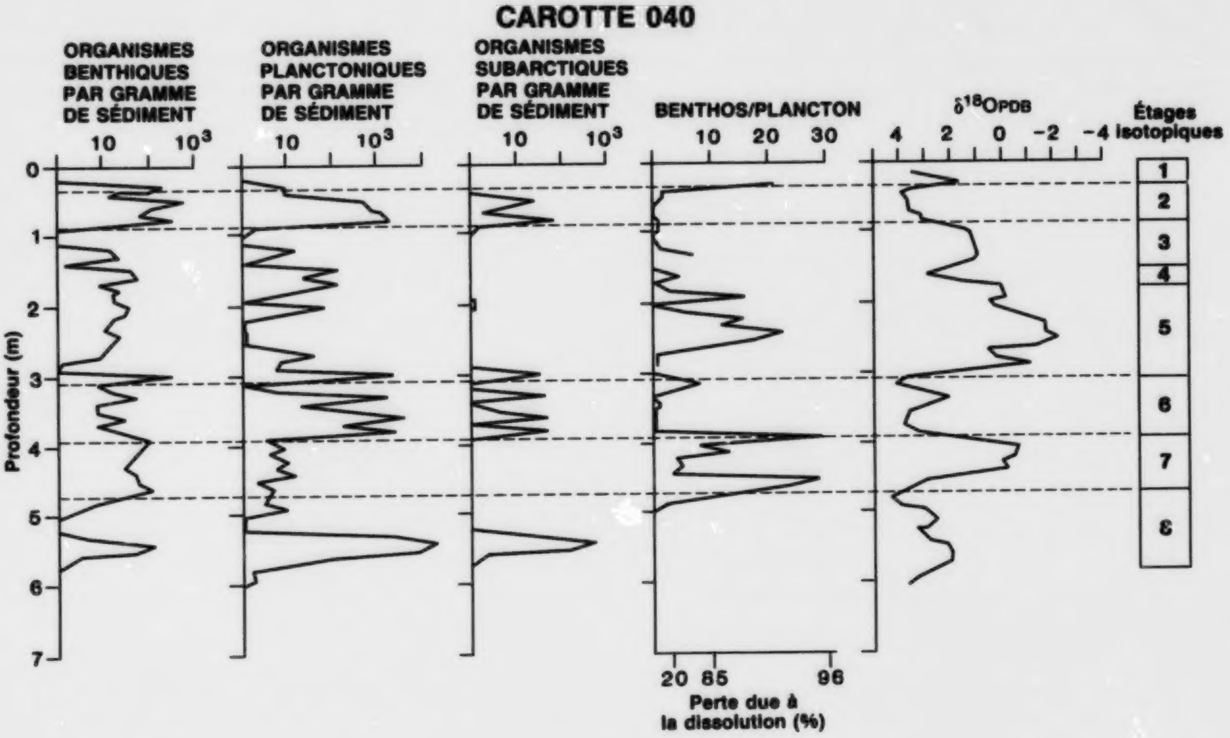
Figure 10-56 Coupe transversale nord-sud schématique à travers le bassin de la baie de Baffin et le détroit de Davis, montrant les lithofaciès qui sont fondés sur l'interprétation de carottes dont les emplacements sont représentés à la figure 10-53 (Aksu, 1981). Les lithofaciès sont décrits dans le texte. La coupe a environ 750 m de longueur et sa position est indiquée à la figure 10-53.

boues sablo-graveleuses rouge grisâtre qui sont disposées en lits dont l'épaisseur varie de 0,3 à 10 cm et dont les éléments sont également issus du transport glaciel. Ce faciès a une distribution similaire à celle du faciès A, mais il est absent dans les carottes prélevées au sud de 68°N. Les assemblages de minéraux font penser que les roches silicoclastiques du Protérozoïque et du Mésozoïque-Cénozoïque que l'on trouve dans l'île Bylot, le bassin de Sverdrup et l'île Disko, sont la source du faciès B. Le faciès C se compose de boues sablo-graveleuses granoclassées, de couleur noir olive, qui sont disposées en lits dont l'épaisseur varie de 25 à 125 cm (non indiqués à la figure 10-56). Il représente la lithologie prédominante dans les carottes provenant du talus et du glacis au large de l'île de Baffin et du Groenland, mais il est absent ailleurs. La plus grande partie de ce faciès a été déposée à partir de coulées de débris, et sa minéralogie suggère qu'il est l'équivalent proximal du faciès D. Du point de vue de la minéralogie, les sédiments du faciès C sont polycycliques et dérivés de sources mixtes d'origine métamorphique, silicoclastique et carbonatée. Le faciès D comprend des sables graveleux gris olive, des paires de silt et de boue et des boues. Il représente la lithologie prédominante des carottes prélevées dans le sud de la baie de Baffin et le détroit de Davis, mais il devient moins abondant et plus mince vers le centre de la baie. Il constitue également la lithologie majeure des carottes recueillies dans le nord de la baie. La présence de sables graveleux granoclassés et de paires de silt et de boue avec des séquences de Bouma complètes ou partielles suggère que ces sédiments ont été déposés par des courants de turbidité. La présence de boues sableuses fortement bioturbées sans structure et avec parfois des résidus de déflation grossiers et des lamines obliques à parallèles, témoigne du remaniement sporadique par des courants de fond. Le faciès E comprend des lits de 30 à 40 cm d'épaisseur, composés de boue brune à diatomées (Ei) et de boue gris verdâtre à foraminifères (Eii) avec jusqu'à 20 % de sables et graviers glaciels. L'unité Ei n'est observée qu'au sommet de toutes les carottes examinées, tandis que l'unité Eii est présente à plusieurs niveaux dans les carottes. Les sédiments de ce faciès sont bioturbés et représentent vraisemblablement des matériaux hémipélagiques et d'une certaine quantité de débris glaciels. Toutes les fractions granulométriques sont minéralogiquement hétérogènes, ce qui indique que la plupart des affleurements jouxtant la baie de Baffin ont pu être des sources du faciès E. Le faciès F se compose de boues sablo-graveleuses brun rougeâtre, de paires de silt et de boue, et de boues. Il constitue la lithologie prédominante dans les carottes provenant du nord-ouest de la baie de Baffin, mais devient moins abondant et moins épais vers le centre de la baie, où il est intercalé latéralement avec les faciès A, B ou D. Les données sur la structure, la texture et la fabrique indiquent que la plus grande partie du faciès F a été déposée par des coulées de débris (Aksu, 1984), certaines desquelles ont déclenché des courants de turbidité qui ont atteint la plaine abyssale. À en juger par des données minéralogiques, les roches silicoclastiques protérozoïques et mésozoïques-cénozoïques et les roches carbonatées ordoviciennes-siluriennes de l'archipel arctique sont les sources principales de ce faciès.

Des carottes prélevées dans la partie adjacente de la baie de Baffin montrent souvent des séquences de faciès similaires, ce qui permet d'établir une corrélation lithologique grossière (fig. 10-57). Plusieurs méthodes complètent les corrélations lithologiques et permettent de placer la séquence observée dans un cadre chronologique. Il s'agit de la stratigraphie des cendres volcaniques, du paléoma-

Figure 10-57. Synthèse de la corrélation stratigraphique de carottes prélevées dans la baie de Baffin au moyen d'un appareil à piston. A1 à A3 = niveaux de cendres 1 à 3; P = inversion paléomagnétique; F1/2 à F7/8 = limites des zones biogènes; étages locaux de la stratigraphie isotopique établis à partir des carottes 040 et 017 (Aksu, 1981, 1983a). (La signification des étages locaux est expliquée dans le texte.) L'emplacement des carottes est indiqué à la figure 10-53.


N
S
002
005
036
033
040
555
025
557
017
δ18O
PROFONDEUR (m)
F1/2
F2/3
F3/4
F4/5
F5/6
F6/7
F7/8
14C 31 200
14C 10530
14C 20 490
A
A1
A2
A3
P
FACIÈS A
FACIÈS B
FACIÈS E
FACIÈS F
CGC



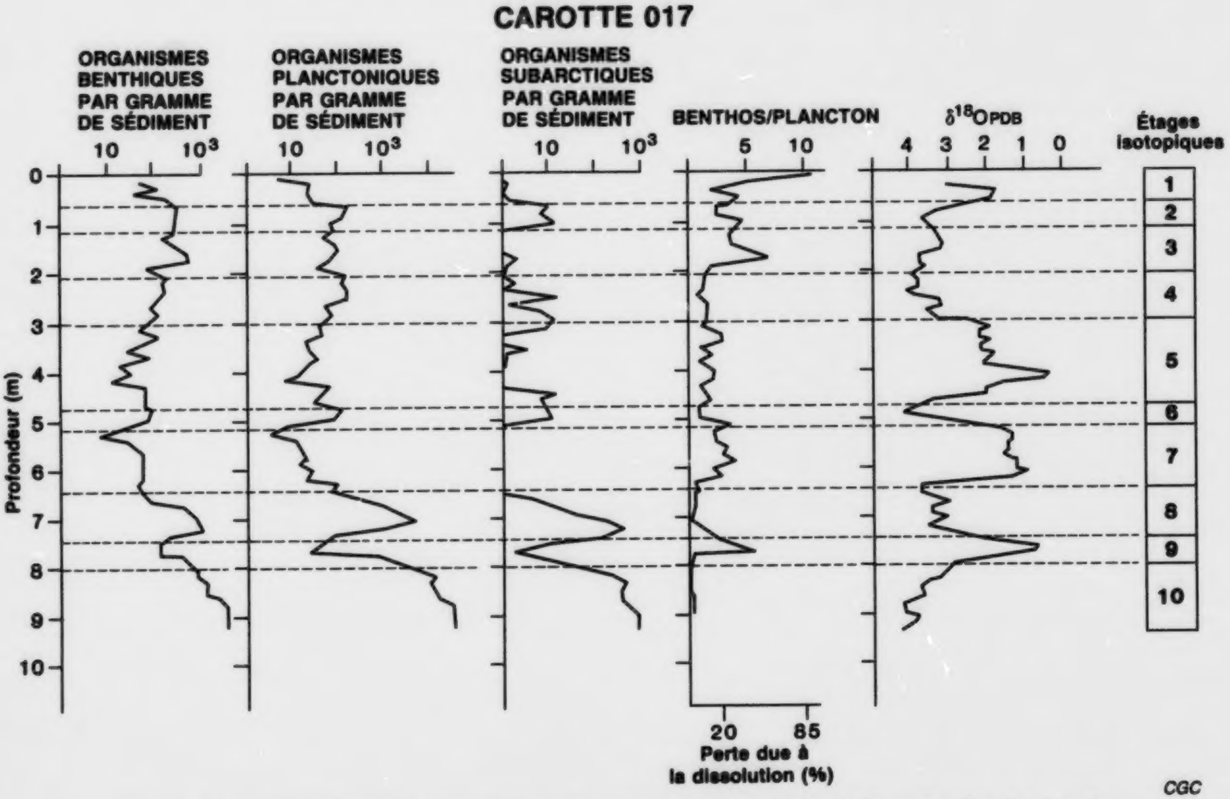


Figure 10-58. Associations de foraminifères et stratigraphie isotopique de l'oxygène locale, dans les carottes 040 et 017 prélevées dans la baie de Baffin (Aksu, 1983a). L'emplacement des carottes est indiqué à la figure 10-53.

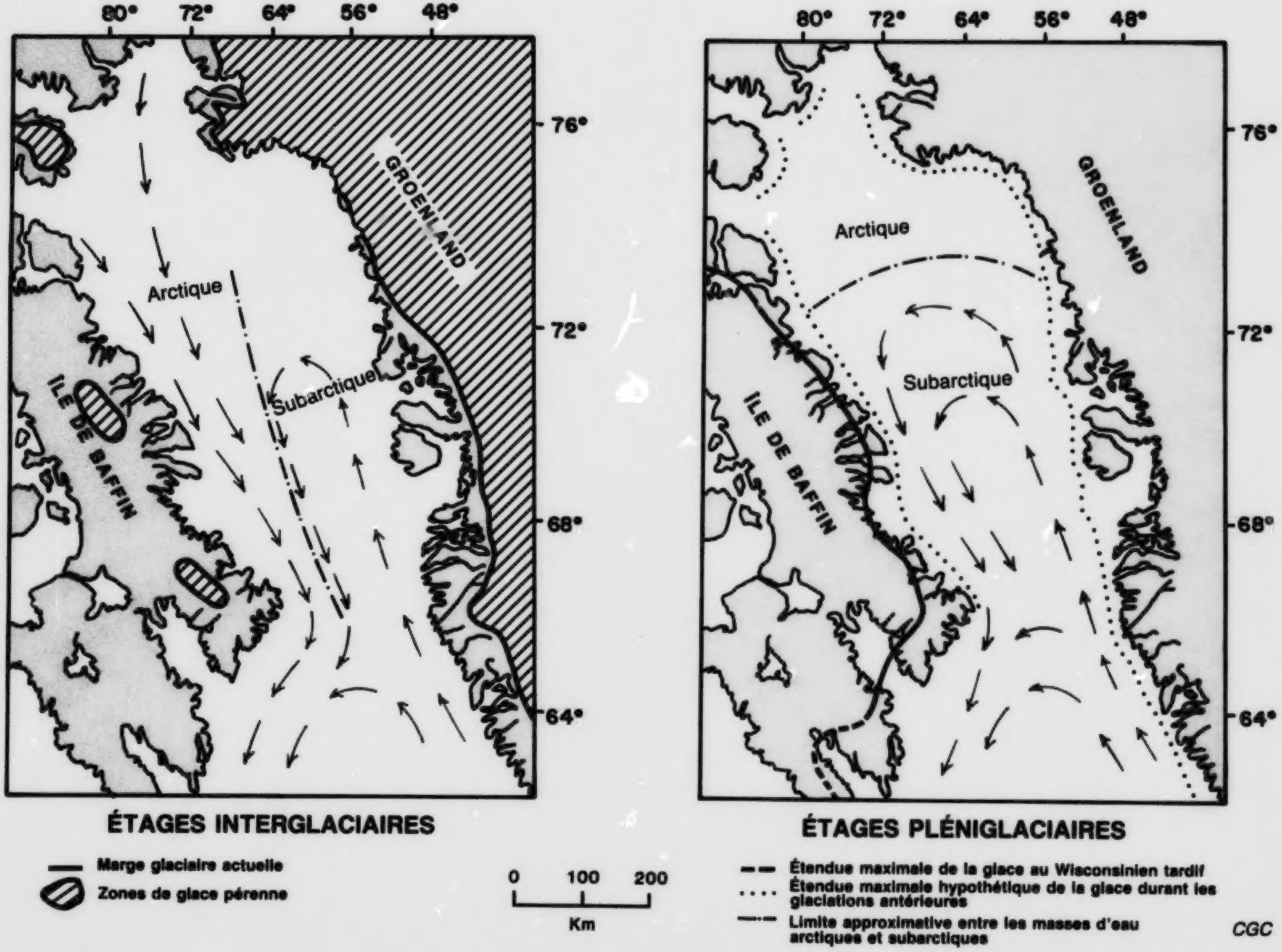


Figure 10-59. Configurations déduites de la circulation superficielle dans la baie de Baffin, au cours des périodes interglaciaires et glaciaires. L'étendue maximale de la glace au Wisconsinien tardif a été établie par Andrews et Ives (1978); l'étendue maximale hypothétique de la glace au cours des glaciations antérieures provient de l'étude de Weidick (1976).

gnétisme, de la micropaléontologie, de la stratigraphie isotopique et de la datation au ^{14}C. L'étude des isotopes de l'oxygène des foraminifères planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma* (senestre) extraits des carottes 040 et 017 (fig. 10-57), montre l'alternance d'intervalles présentant des compositions isotopiques lourdes et légères dont les amplitudes dépassent de loin celles de la stratigraphie classique des isotopes de l'oxygène. Ces cycle sont définis comme des étages isotopiques locaux (fig. 10-58). Les étages présentant des compositions isotopiques lourdes doivent correspondre aux étages glaciaires dans la stratigraphie isotopique classique (océan libre); par contre les étages présentant des compositions isotopiques anormalement légères représentent des périodes majeures de fonte locale dont certaines pourraient ne pas correspondre aux périodes de composition isotopique légère de la stratigraphie isotopique classique. Les datations au radiocarbone montrent que les étages locaux 1 et 2 correspondent aux étages 1 et 2 de la stratigraphie isotopique classique, mais nous ne savons pas si cette équivalence se maintient jusqu'à l'étage 10 de la stratigraphie isotopique (Aksu, 1983a), ou si les sédiments carottés les plus anciens datent de l'étage 6 (Aksu et Piper, 1979; de Vernal, 1986).

La corrélation entre la stratigraphie isotopique de l'oxygène et l'abondance des divers microfossiles et des débris glaciels y compris les cendres volcaniques, peut être utilisée pour interpréter la paléo-océanographie de la baie de Baffin (Aksu, 1983a). Au cours des étages pléniglaciaires, les eaux subarctiques en provenance du sud ont dû pénétrer jusqu'à environ 72°N partout dans la baie de Baffin, car la présence de glace de glacier et de glace de mer dans les chenaux interinsulaires de l'Arctique aurait empêché la circulation des eaux arctiques vers le sud (fig. 10-59). Les stades initiaux de la déglaciation ont été marqués par la pénétration accrue des eaux subarctiques, mais à mesure que la déglaciation s'est poursuivie, il y a eu établissement d'une circulation intense d'eau arctique dans la moitié ouest de la baie (fig. 10-59).

RÉGION DE L'OCÉAN ARCTIQUE

Zones marines de l'archipel arctique canadien

G. Vilks, J.-S. Vincent, D.A. Hodgson, B.R. Pelletier et D.J.W. Piper

La présence de glace polaire pérenne dans les chenaux marins de l'archipel arctique canadien (fig. 10-60) nuit aux études géologiques marines, et il en résulte que les données disponibles n'ont aucune cohérence régionale[†]. Par contre, dans l'ouest et le nord de l'archipel arctique, la stratigraphie glaciaire des terres émergées est l'une des plus longues du Canada (Craig et Fyles, 1960; Hodgson, 1989; Vincent, 1983, 1989a).

La physiographie régionale du fond marin permet de déduire l'évolution des chenaux marins. Au Cénozoïque, il y a eu formation de failles dans une grande partie de l'archipel et les chenaux sont issus d'un réseau fluvial du Tertiaire tardif (Fortier et Morley, 1956). La ligne de partage qui séparait les rivières s'écoulant vers l'est, jusqu'à la baie de Baffin, et les rivières s'écoulant vers l'ouest, jusqu'à l'océan Arctique, se trouvait à proximité du détroit de Barrow (Bornhold et al., 1976).

Des avancées glaciaires successives jusqu'aux chenaux interinsulaires ont produit des modelés tels que des vallées en U, des vallées suspendues le long des parois de chenaux majeurs, des éperons tronqués, des fonds de chenaux bosselés qui présentent par endroits une morphologie évidente de moraine, et des vallées qui deviennent moins profondes à proximité de la plate-forme continentale de l'Arctique (Pelletier, 1966, 1980). L'évolution de la plate-forme continentale de l'Arctique est moins bien connue, bien qu'elle ait vraisemblablement été influencée tant par l'avancée de nappes glaciaires que par des fluctuations du niveau marin relatif (Pelletier, 1966).

Au cours de la Glaciation de Banks, qui date du Pléistocène précoce (Vincent, 1983, 1989a), les glaces ont recouvert une grande partie de l'île Banks et se sont avancées loin sur la plate-forme continentale de l'Arctique. Cette glaciation a débuté à l'époque de polarité magnétique inversée de Matuyama ($\geq$ 0,8 Ma, Vincent et al., 1984) et peut être mise en corrélation avec des évènements qui ont eu lieu dans le bassin de l'océan Actique (Clark et al., 1984). Elle a été de loin la plus intense de toutes les avancées glaciaires dans la région et a probablement contribué à la morphologie des chenaux interinsulaires et de la plate-forme continentale. La dépression glacio-isostatique a donné lieu à des formes littorales qui sont observées près de 30 m au-dessus du niveau marin actuel (Vincent, 1989a). À en juger par des données provenant des terres émergées, le Pléistocène moyen a été une longue période non glaciaire relativement chaude (Interglaciaire de Morgan Bluffs de Vincent, 1989a); des conditions analogues à celles du Pléistocène moyen sont reconnues sur la plaine côtière arctique de l'Alaska (Carter et al., 1986). À la fin du Pléistocène moyen, la glace continentale a réavancé vers la mer de Beaufort (Glaciation de Thomsen dans l'île Banks — Vincent, 1983; Glaciation de Mason River sur le continent — Rampton, 1988). Cette glace n'a pas atteint la partie ouest de l'île Banks, mais s'est étendue jusque dans le golfe Amundsen et vraisemblablement dans le troit de M'Clure. La dépression isostatique a donné lieu à des dépôts marins qui sont 60 m au-dessus du niveau marin actuel, dans l'ouest de l'île Banks.

La Glaciation du Wisconsin a comporté deux avancées, la dernière étant moins étendue que la première. La première glaciation, dont l'âge est incertain, s'est étendue sous forme de langues et de plates-formes glaciaires à partir du sud-est jusqu'à l'embouchure du détroit de M'Clure et du golfe Amundsen. Elle a pu mettre en place les erratiques qui sont observés dans le Membre de Flaxman de la Formation de Gubik, sur la plaine côtière arctique de l'Alaska (Carter et al.,1986). La dépression isostatique était de l'ordre de 20 m dans l'ouest de l'île Banks. L'avancée du Wisconsinien tardif a été moins étendue dans l'ouest de l'Arctique. Des glaciers du complexe glaciaire des îles de la Reine-Élisabeth ont atteint des limites qui n'ont toujours pas été définies, parfois au moins jusqu'à l'embouchure des fjords (Hodgson, 1989). Des dépôts marins émergés du Wisconsinien tardif et de l'Holocène témoignent de la dépression glacio-isostatique; leur altitude passe d'environ 10 m, dans l'île Prince Patrick, à plus de 150 m, dans les îles Bathurst et d'Ellesmere. Une transgression marine se poursuit dans l'ouest de l'île Banks et sur la côte sud de la mer de Beaufort; elle a commencé au cours d'une phase de bas niveau marin (– 150 m) au Wisconsinien moyen ou tardif.

[†] Voir l'addenda

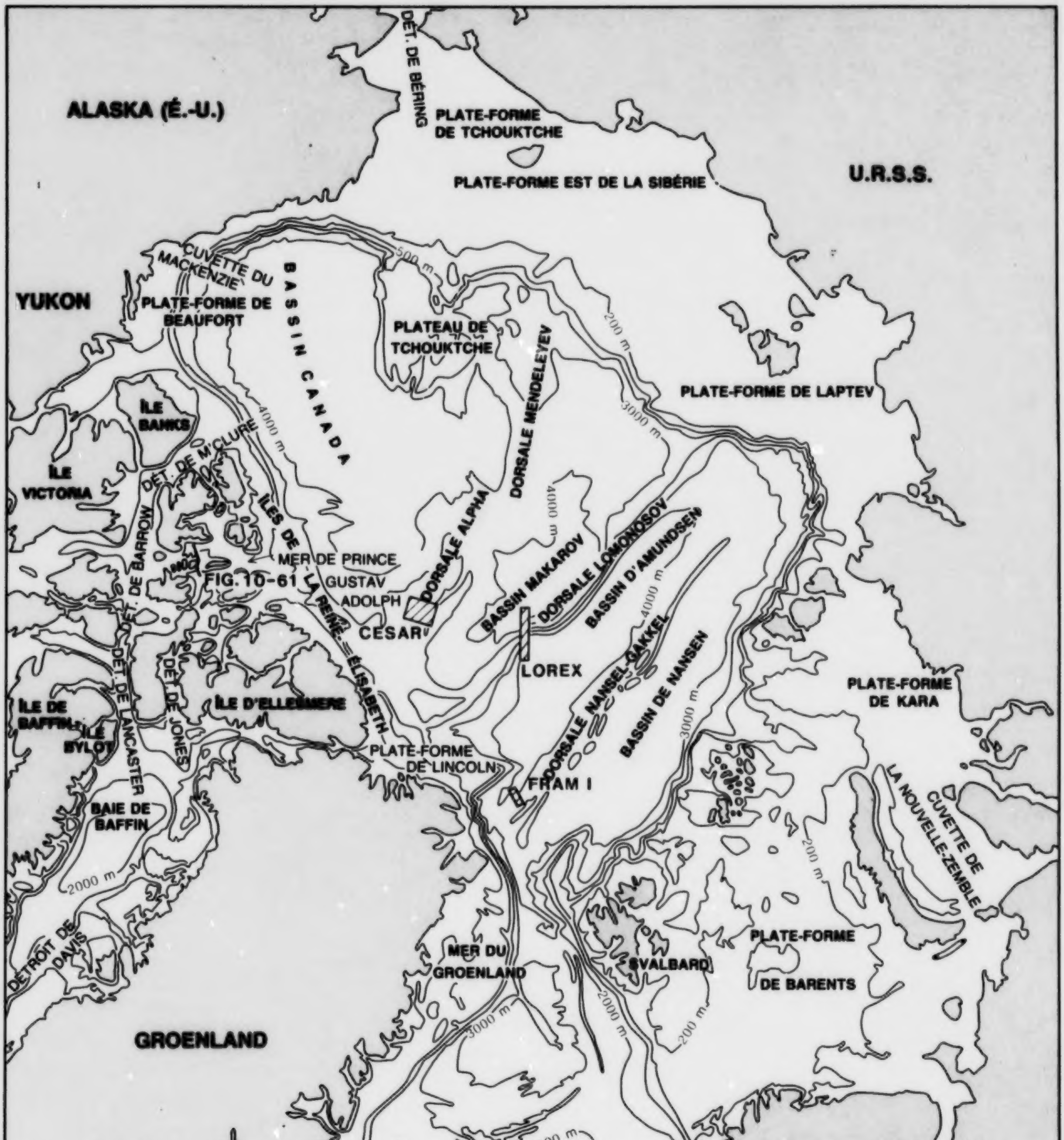


Figure 10-60 Entités physiographiques et bathymétriques marines dans la région de l'océan Arctique. La position des régions étudiées en détail (CESAR, LOREX et FRAM I) est indiquée. Le bassin amérasien englobe les bassins Canada et Makarov; le bassin eurasien réunit les bassins d'Amundsen et de Nansen.

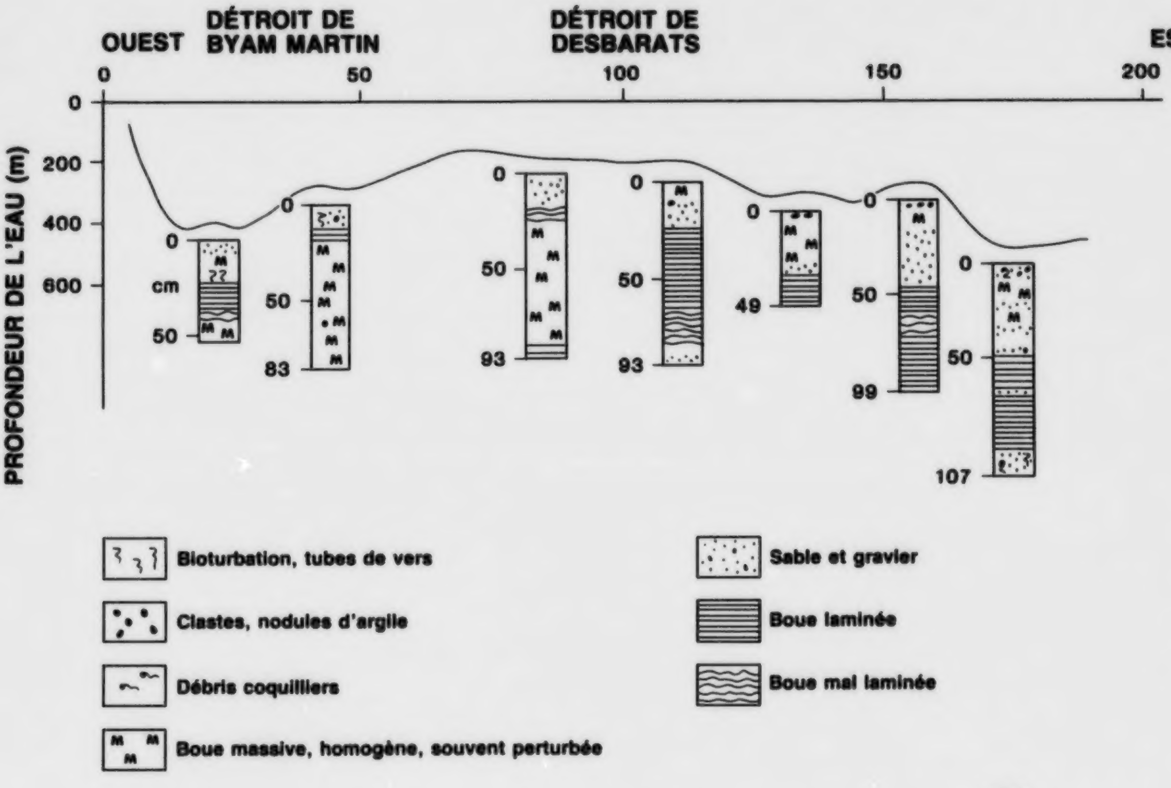


Figure 10-61. Coupe est-ouest à travers le détroit de Desbarats et le détroit de Byam Martin présentant l'interprétation de radiographies X de carottes courtes (tiré de MacLean et Vilks, 1986). La position de la coupe est indiquée à la figure 10-60.

Dans l'archipel arctique canadien, les sédiments marins quaternaires sont relativements mal connus[1]. Des carottes courtes et des échantillons du fond prélevés à travers la glace au moyen d'une benne, sont composés principalement de silt et d'argile, dans la région des îles Sverdrup (Horn, 1967), dans la baie Hecla and Griper (Vilks, 1969), et dans le détroit de M'Clure (Iqbal, 1973). Dans la mer de Prince Gustaf Adolf, Marlowe (1968) a observé environ 10 cm de sédiments superficiels bioturbés, d'âge holocène, qui reposent sur des sédiments non fossilifères plus foncés. Au sud, entre l'île Melville et l'île Lougheed, MacLean et Vilks (1986) ont découvert 20 à 30 cm de boue brune qui repose en surface sur des dépôts stratifiés, principalement non fossilifères (fig 10-61). Selon Vilks (1969), les taux de sédimentation dans les chenaux ont été de quelques centimètres par millénaire au cours de l'Holocène. Marlowe (1968) attribue la couche plus foncée observée en subsurface à la présence d'une plate-forme glaciaire dans les chenaux. Hodgson et Vincent (1984) ont eux aussi présenté des indices témoignant de la présence, il y a 10 000 ans, d'une vaste plate-forme glaciaire dans le détroit de Viscount Melville.

Le détroit de Lancaster est un graben qui a été modifié par l'action des glaces et présente des versants abrupts et un plancher relativement plat; la profondeur de l'eau y est d'environ 500 m. Les profils de sismique-réflexion suggèrent qu'il existe une épaisseur considérable de till dans la partie ouest du détroit. Ce till affleure sur le fond marin dans le détroit de Barrow, où il est remanié par des courants de fond (Buckley, 1971; Pelletier, 1980); il affleure également par endroits le long des côtes du détroit de Lancaster (Lewis et al., 1977). Des sédiments stratifiés se sont accumulés dans les bassins plus profonds du détroit; leur épaisseur atteint 30 m à l'est du détroit de Barrow, et jusqu'à 200 m à l'embouchure du détroit de Lancaster où ils passent à des sédiments d'eau plus profonde dans la baie de Baffin. L'épaisseur des sédiments stratifiés fait penser que les tills présents sur le plancher du détroit sont antérieurs au Foxien tardif. Dans le nord-est de l'île Bylot, la moraine riche en matériaux carbonatés (Klassen, 1981, 1985) date vraisemblablement du Foxien précoce, à en juger par les rapports des acides aminés (Andrews et al., 1984), et représente une période de glace ancrée, dans le détroit de Lancaster. Cette avancée est mise en corrélation avec l'horizon étendu de débris carbonatés lithiques du même âge qui se trouve dans la baie de Baffin.

Le détroit de Jones contient une cuvette axiale de 500 à 800 m de profondeur qui est entourée de plates-formes dont la profondeur est inférieure à 200 m. Du till glaciaire pouvant avoir jusqu'à 40 m d'épais est reconnu à plusieurs endroits et repose sous quelques mètres de sédiments fins stratifiés dont l'épaisseur atteint 15 m dans les parties les plus profondes du détroit (MacClean et al., 1984).

[1] Voir l'addenda.

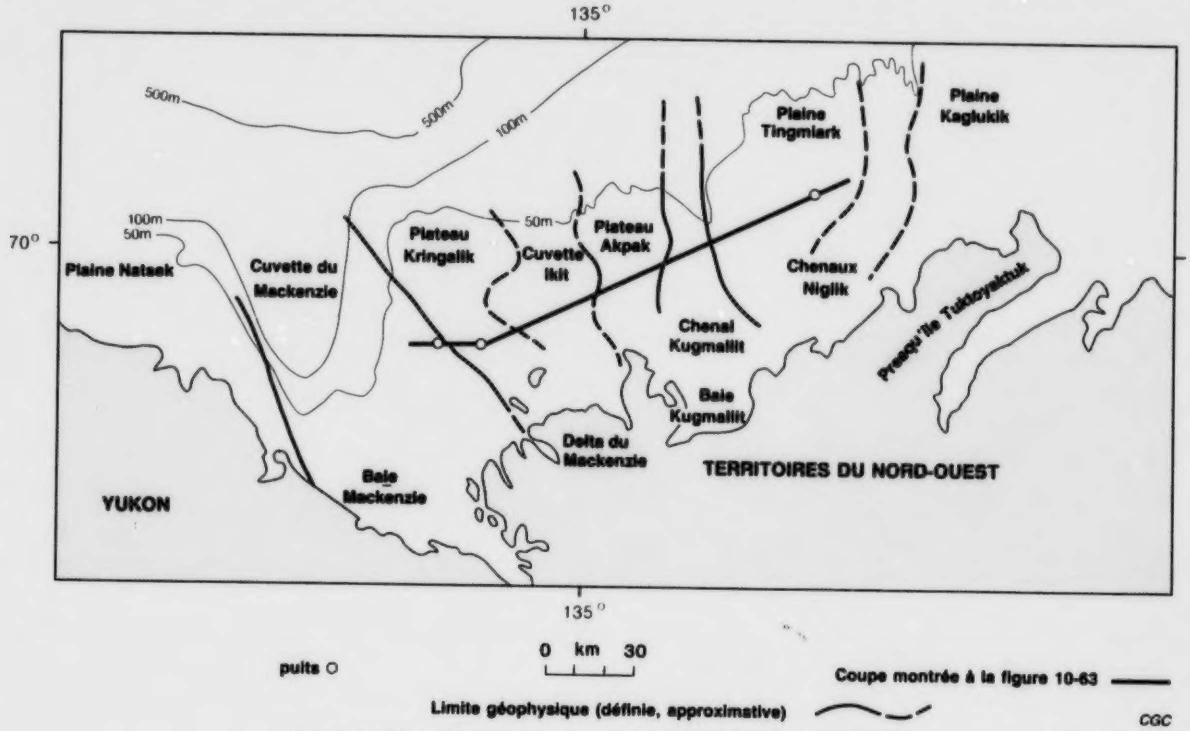


Figure 10-62. Entités physiographiques de la mer de Beaufort.

Mer de Beaufort

P.R. Hill et S.M. Blasco

La géologie du Quaternaire de la mer de Beaufort est la mieux connue de toutes les régions marines qui jouxtent l'océan Arctique (fig. 10-60), en raison des nombreux travaux qui y ont été menés dans le cadre de l'exploration d'hydrocarbures, grâce à la longue saison libre de glace de cette région. La cuvette de Mackenzie divise la plate-forme de Beaufort en une partie est et une partie ouest (fig. 10-62). La partie est de la plate-forme, au large du delta du Mackenzie, comprend une série de cuvettes transversales plus profondes qui sont séparées par des «plateaux» moins profonds, avec un accore à 70 ou 80 m (fig. 10-62). Elle repose sur une séquence deltaïque épaisse de progradation, qui date du Cénozoïque. La partie ouest de la plate-forme de Beaufort, au large du Yukon, est caractérisée par des cuvettes et des crêtes de faible amplitude parallèles au rivage qui mènent à l'accore, à 70 ou 80 m. Elle repose sur une séquence quaternaire relativement peu épaisse et sur des sédiments plissés prémiocènes.

Des sédiments quaternaires sont inclus dans les séquences stratigraphiques de la baie Shallow et d'Iperk de Dietrich et al. (1985). La séquence d'Iperk peut comprendre des sédiments pliocènes et même des sédiments miocènes, mais l'épaisseur totale des sédiments quaternaires de la plate-forme de Beaufort passe vraisemblablement de quelques dizaines de mètres, à proximité de la côte actuelle, à plusieurs milliers de mètres, à l'accore. La séquence comporte des dépôts marins, deltaïques et fluviatiles interstratifiés dont les lithologies deviennent généralement plus grossières vers l'est (Young et McNeil, 1984). Des failles synsédimentaires accompagnées de diapirs de boue et d'émissions de fluides sont fréquentes. La présence de pergélisol discontinu jusqu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur sous la surface témoigne de l'émersion périodique du delta du Mackenzie dans le passé.

La plus grande partie de la plate-forme de Beaufort est constituée de sédiments marins et deltaïques et de sables épais non marins ou littoraux du Pléistocène supérieur. Sur les plateaux d'Akpak et de Tingmiark, ces sédiments comportent des séquences de sables à stratification oblique, dont l'épaisseur atteint 40 m et les grains présentent une texture superficielle complexe (Hill et Nadeau, 1985), ce qui laisse croire qu'ils se sont accumulés sur un sandur fluvioglaciaire. Des sédiments marins coquilliers représentent des intervalles de transgression marine locale. De nombreuses dépressions peu profondes sur la surface supérieure de cette séquence pourraient représenter des lacs thermokarstiques. La séquence de sable recouvre 40 m d'argile et de silt marins et deltaïques, qui reposent à leur tour sur une deuxième séquence de sable; cette dernière atteint au moins 20 m d'épais et possède des caractéristiques similaires à celles de l'unité de sable supérieure. Sur la plate-forme externe et à proximité de Kringalik, il existe des chenaux de défluents à l'embouchure desquels se trouvent des barres sableuses massives. Sur le plateau de Kringalik, la séquence pléistocène comprend principalement des argiles et silts marins et deltaïques; elle est plus sableuse à l'est.

Les profils de sismique-réflexion montrent que les cuvettes d'Ikit et de Kugmallit représentent de grandes vallées fluviales ayant plusieurs kilomètres de large, qui se sont enfoncées jusqu'à 30 m sous la surface générale de

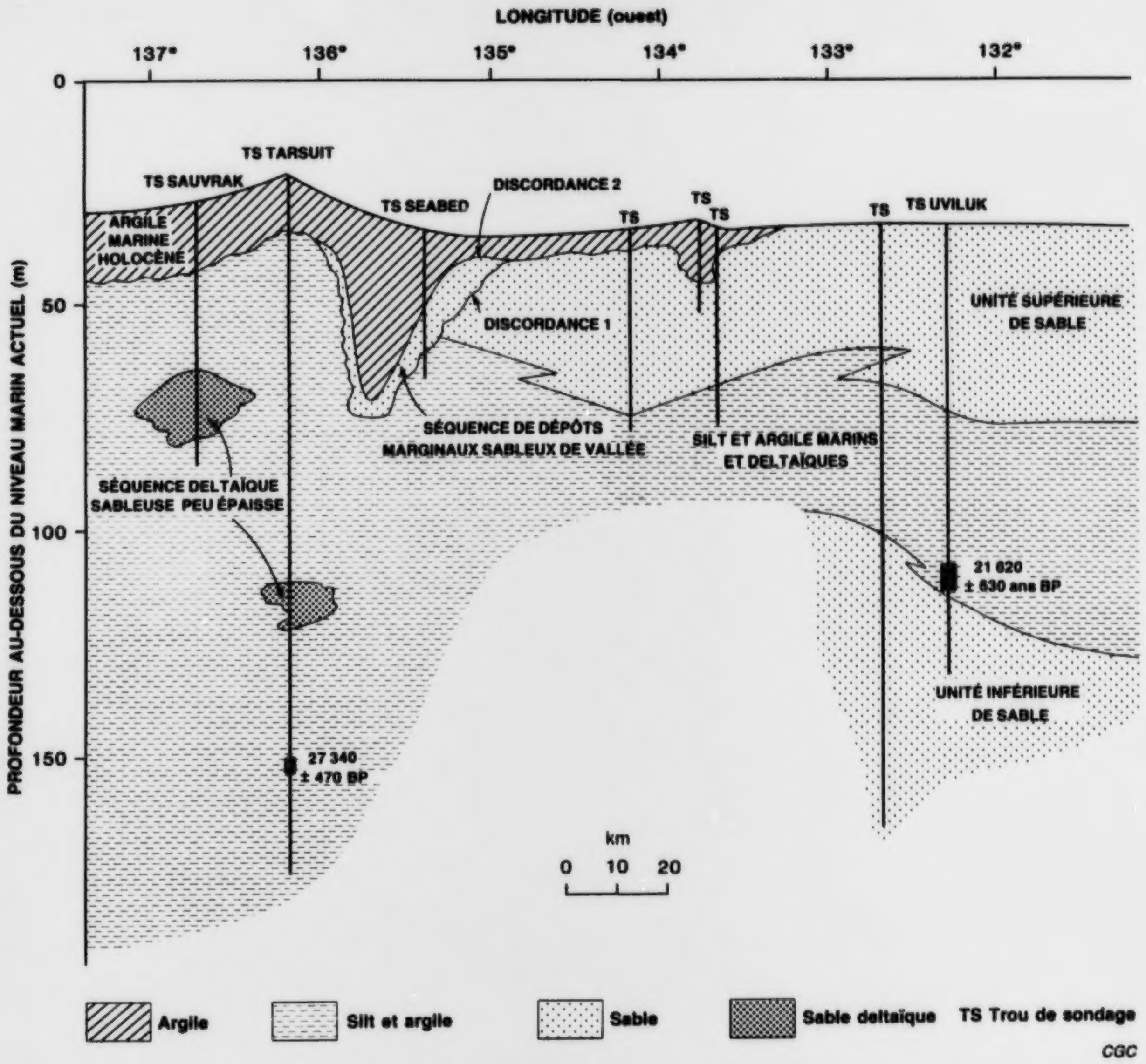


Figure 10-63. Transect est-ouest de la partie orientale de la plate-forme de la mer de Beaufort, montrant les lithofaciès du Quaternaire supérieur qui sont fondés sur l'interprétation de profils de sismique-réflexion et de carottes. La position de la coupe est indiquée à la figure 10-62.

la plate-forme. Des chenaux fluviaux plus petits qui ont migré latéralement sont reconnus sur le fond des vallées. Ces chenaux produisent des réflecteurs obliques de progradation. Hill et al. (1985) présentent une synthèse de la sédimentation du Pléistocène tardif et de ses relations complexes avec les variations du niveau marin.

Ce complexe deltaïque et fluvioglaciaire pléistocène est recouvert en discordance (discordance 1, fig. 10-63) par une unité discontinue de sable et de boue stratifiés qui représente des faciès côtiers et littoraux développés au cours de la transgression marine de la toute fin du Pléistocène et du début de l'Holocène. Cette unité atteint son épaisseur maximale dans les cuvettes d'Ikit et de Kugmallit, où elle est recouverte d'un biseau d'aggradation de boues holocènes, qui ont jusqu'à 30 m d'épais et proviennent du fleuve Mackenzie actuel (J.R. Harper et S. Penland, communication personnelle, 1982).

Il est difficile d'établir des corrélations stratigraphiques dans une séquence dont la mise en place est tellement complexe. Vu la nature deltaïque de bon nombre de sédiments, les microfossiles marins sont peu nombreux et la plupart des palynomorphes sont détritiques. De longs trous de sondage géotechnique permettent d'échantillonner la coupe du Quaternaire tardif et fournissent donc quelques données biostratigraphiques provisoires. Un profil pollinique continu a été établi pour le trou de sonde Sauvrak qui a

60 m de long; ce profil pénètre jusqu'à 15 m dans des sédiments holocènes et indique que la base des boues de surface date de 6,5 ka. Très peu de datations au radiocarbone sont disponibles pour le Pléistocène. La datation la plus ancienne provient d'une tourbe littorale dans une séquence deltaïque prélevée dans un trou de sondage au puits Tarsuit N-44, 130 m sous le fond marin; elle donne un âge de 27 380 ± 470 BP (B-5069). Une deuxième datation au radiocarbone organique total donne un âge de 21 620 ± 630 BP (B-6276); elle provient de la base d'une séquence deltaïque marine prélevée dans la plaine de Tingmiark et indique que la séquence supérieure de plaine de sandur date du Wisconsinien tardif.

D'après Hill et al. (1985), au cours des 27 derniers millénaires, le niveau marin relatif a monté continuellement à partir d'un bas niveau de −150 m au Wisconsinien moyen. L'érosion considérable des formes deltaïques de la plate-forme externe et le creusement des cuvettes d'Ikit et de Kugmallit indiquent une baisse légère du niveau marin au cours du Wisconsinien tardif. La baisse du Wisconsinien moyen a probablement exigé la présence d'une charge considérable de glace à moins de quelques centaines de kilomètres du delta du Mackenzie (Hill et al., 1985); cela contredit l'histoire géologique terrestre proposée par Rampton (1982), qui prévoit le retrait considérable de la glace à cette époque. Toutefois, la position et l'âge des limites glaciaires à proximité de la côte de Beaufort demeurent controversés. Rampton (1982) a reconnu une limite glaciaire de « Buckland » qui a presque atteint l'ouest de l'île Herschel et a couvert la plus grande partie du delta du Mackenzie et de la péninsule Tuktoyaktuk. Cette limite est reportée au Wisconsinien précoce, d'après la géomorphologie morainique peu prononcée et l'âge de 22 400 ± 240 BP (GSC 1262; Rampton, 1982) établi pour la tourbe qui recouvre les sédiments glaciaires de Buckland. Cette limite représente l'étendue la mieux documentée et la plus éloignée de l'Inlandsis laurentidien dans cette région. Or, Hughes (1972) avait auparavant tracé la même limite, 450 km au sud jusqu'à la marge ouest du bassin Bonnet Plume. Dans cette région, du bois de *Picea* récupéré dans du sable sous-jacent au till date de 36 900 ± 300 BP (GSC 2422) (Hughes et al., 1981), ce qui porte à croire que la limite de Buckland date du Wisconsinien moyen ou tardif.

La cuvette de Mackenzie est interprétée comme une vallée modifiée par les glaciers (Shearer, 1971) qui est remplie de plus de 300 m de dépôts deltaïques et peut-être glaciaires du Wisconsinien. La cuvette s'est formée par l'érosion de strates tertiaires plissées et recoupe des dépôts qui datent vraisemblablement du Pléistocène à sa marge ouest.

L'histoire du Quaternaire de la partie ouest de la plate-forme de Beaufort, au large de la côte du Yukon, est beaucoup moins bien connue que celle de la partie est. L'ensemble de la séquence du Quaternaire y est moins épaisse, et des strates antérieures au Wisconsinien supérieur qui couvrent la plus grande partie de cette plate-forme continentale semblent avoir été tronquées par la transgression du Pléistocène tardif-Holocène. L'analyse provisoire de données sismiques indique la présence d'au moins trois unités acoustiques séparées par des discordances. Ces discordances sont faiblement inclinées par rapport à la stratigraphie en bordure de la cuvette de Mackenzie, et forment des réflecteurs presque horizontaux sans aucune discordance manifeste plus loin à l'ouest. Des carottes peu profondes et des échantillons prélevés au moyen d'une benne indiquent que l'unité supérieure se compose d'argiles silteuses marines avec des quantités mineures de gravier. Le gravier forme une couche superficielle de résidus de déflation sur une grande partie de la plate-forme occidentale de Beaufort.

Plate-forme continentale et bassin océanique arctiques

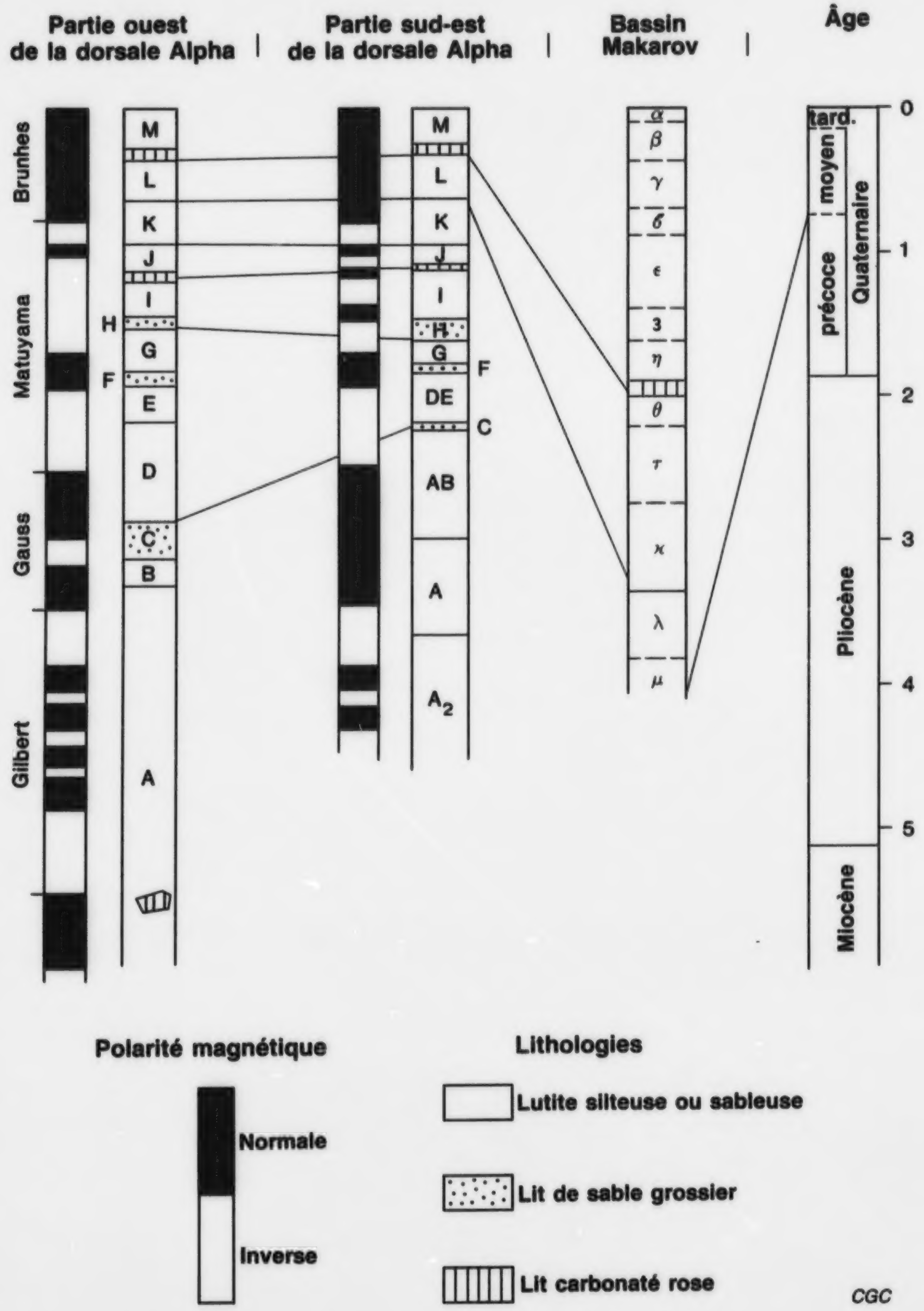
P.J. Mudie

L'océan Arctique est un petit océan presque entouré de terres (fig. 10-60) qui est plus ou moins centré sur le pôle Nord et qui n'a qu'une seule voie de communication majeure avec les grands océans du globe, à travers la mer du Groenland. Toutefois, il existe des passages étroits, par exemple le détroit de Béring qui donne dans l'océan Pacifique et les chenaux interinsulaires de l'Arctique qui donnent dans l'Atlantique. La circulation des Eaux arctiques superficielles dans ces chenaux influence considérablement la circulation des eaux et les processus sédimentaires dans la baie de Baffin et la partie ouest de la mer du Labrador (Aksu, 1983a; Aksu et Mudie, 1985a).

De la glace de mer pérenne d'environ 3 m d'épaisseur recouvre plus de 90 % de l'océan Arctique; la navigation y est donc dangereuse ou impossible dans la plus grande partie de l'océan. La plupart des recherches géologiques ont été menées à partir d'îles de glace (par exemple, l'île de glace T-3 de Fletcher, ARLIS II) ou de camps temporaires installés sur des radeaux glaciels (floes) (par exemple, FRAM, LOREX et CESAR). En conséquence, bien que la bathymétrie générale de l'océan Arctique ait été cartographiée, des sondages détaillés ne sont disponibles que pour quelques régions, par exemple le sud-est de la dorsale Alpha (CESAR) (Jackson, 1985) et la région de la dorsale Lomonosov et du bassin Makarov (LOREX) (Weber, 1983).

En général, l'océan Arctique est bordé de plates-formes continentales qui peuvent atteindre jusqu'à 800 km de large le long des côtes de la Sibérie et de l'Eurasie (plate-forme continentale de Tchouktche-Kara et de Barents, respectivement). En général, la marge continentale externe descend en pente raide jusqu'à 1 500 m environ, puis la pente s'adoucit jusqu'aux plaines abyssales, qui ont une profondeur moyenne d'environ 4 000 m (Hunkins, 1968). Deux grands réseaux de dorsales traversent le bassin arctique : la dorsale Alpha et la dorsale Lomonosov. Elles séparent les trois plaines abyssales majeures de l'océan Arctique : le vaste bassin Canada, à l'ouest, le bassin Makarov étroit, au centre (plaines abyssales de Sibérie et de Wrangel, décrites par Hunkins, 1968) et le bassin eurasien, à l'est. Le bassin eurasien est subdivisé en deux bassins, celui de Fram et celui de Nansen (ou d'Amundsen), par la crête de faible hauteur (1 km) de la dorsale Nansen-Gakkel (également appelée dorsale médio-océanique de l'Arctique).

Nous connaissons mal l'histoire préquaternaire des sédiments épais qui tapissent la plus grande partie du fond de l'océan Arctique. Dans le bassin Canada, au large de la partie ouest de la plate-forme de Beaufort, l'épaisseur des sédiments dépasse 6 km (Eittreim et Grantz, 1979). À cet endroit et au nord du plateau de Tchouktche, les taux de sédimentation sont les plus élevés du Quaternaire, de l'ordre de 8,3 cm/ka, comparativement à un taux moyen de 2 mm/ka pour la plus grande partie du bassin Canada (Clark, 1981). Dans ces régions de taux de sédimentation élevés, plus de 25 % des carottes prélevées à des


Partie ouest de la dorsale Alpha
Partie sud-est de la dorsale Alpha
Bassin Makarov
Âge
Brunhes
Matuyama
Gauss
Gilbert
M
L
K
J
I
H
G
F
E
D
C
B
A
DE
AB
A$_2$
α
β
γ
δ
ε
ζ
η
θ
τ
κ
λ
μ
tard.
moyen
précoce
Quaternaire
Pliocène
Miocène
0
1
2
3
4
5
Polarité magnétique
Normale
Inverse
Lithologies
Lutite silteuse ou sableuse
Lit de sable grossier
Lit carbonaté rose
CGC

profondeurs d'eau de 3 km se composent de turbidites. La minéralogie et la répartition des unités turbiditiques font penser que la plupart de ces unités proviennent de la marge continentale canadienne. D'après Clark (1981), ces turbidites sont probablement le produit de secousses sismiques ou du surraidissement du talus attribué a l'accumulation de sédiments fluviatiles au large du delta du Mackenzie.

La dorsale Alpha possède un relief accidenté. De petites irrégularités dans la topographie du fond marin sont observées sur les enregistrements de 3,5 kHz, et l'épaisseur variable des unités sédimentaires plio-pléistocènes (Mudie et Blasco, 1985) indique qu'il s'est produit des décrochements et une érosion locale. Toutefois, en général, une séquence distinctive pouvant contenir jusqu'à 14 unités lithostratigraphiques du Cénozoïque supérieur (fig. 10-64), qui se retrouve dans l'ensemble de la région examinée dans le cadre du programme CESAR, peut être corrélée avec des carottes provenant de presque toutes les autres parties de la dorsale Alpha (Minicucci et Clark, 1983). Bien que l'âge de ces unités sédimentaires soit très controversée (Sejrup et al., 1984; Markussen et al., 1985), des études paléomagnétiques à haute résolution (Aksu, 1985a) et des corrélations polliniques avec des stratotypes datés du nord-ouest de l'Europe et des biochronologies établies pour des sites du Programme de sondage des fonds marins dans l'Atlantique Nord (Mudie, 1985; Aksu et Mudie, 1985b), appuient fortement l'âge d'environ 4 Ma établi antérieurement pour l'unité sédimentaire la plus ancienne (Clark, 1981; Herman, 1974); en outre, elles confirment que les taux de sédimentation sont d'environ 1 mm/ka sur la dorsale Alpha. Les unités lithostratigraphiques sommitales, M à K, sont composées de boues carbonatées bioturbées (avec des carbonates lithiques et biogènes) qui alternent avec des lutites silteuses pauvres en foraminifères. Ces séquences se sont accumulées à des intervalles d'environ 0,3 ou 0,4 Ma depuis la fin du Pléistocène précoce (limite de Brunhes/Matuyama). Les unités plus anciennes, soit I à A3, comportent principalement des boues arénacées brunes qui sont interstratifiées avec des lits de sable grossier (unités H, F, C). Les unités boueuses contiennent de nombreux micronodules de ferromanganèse. Les unités H à A3 recèlent des foraminifères benthiques arénacés et des palynomorphes peu diversifiés; les microfossiles siliceux et calcaires sont normalement absents sous l'unité H.

Les profils bathymétriques et les profils de sismique-réflexion peu profonde de la dorsale Lomonosov, près du pôle Nord (Blasco et al., 1979), montrent que la dorsale est recouverte d'un mince placage (moins de 1,5 m) de sédiments meubles sur un substratum rocheux qui subit actuellement une érosion par les courants de fond. Des carottes courtes prélevées dans les bassins Makarov et Fram et sur la dorsale Lomonosov dans le cadre de l'Étude de la dorsale Lomonosov (LOREX), contiennent des séquences similaires d'argile silteuse molle, de couleur brune, qui passent vers le bas à de minces lits d'argile grisâtre dure, avec des lits interstratifiés d'argile olive et de silt grisâtre à la base (Blasco et al., 1979; Clark et al., 1983). Ces séquences sont vraisemblablement des faciès turbiditiques et pélagiques interstratifiés. Les carottes de la dorsale ont une plus grande proportion de sédiments grossiers, ce qui reflète probablement des courants plus intenses et une meilleure conservation des microfossiles calcaires. Morris (1983) a conclu que tous les sédiments ont été déposés lentement au cours du Pliocène moyen et tardif et que l'absence fréquente de foraminifères calcaires dans le bassin Makarov reflète des fluctuations verticales de la lysocline qui n'ont pas affecté la faune de la crête de la dorsale. Il a également proposé une corrélation lithostratigraphique des unités de la dorsale Lomonosov et du bassin Makarov avec les unités M-K de la dorsale Alpha (fig. 10-64). En revanche, Markussen et al. (1985), qui ont étudié des carottes courtes (90 cm) provenant d'une profondeur de 2 990 à 3 820 m dans le sud-est du bassin Fram (fig. 10-60), ont trouvé de nombreux intervalles à foraminifères planctoniques abondants, ainsi que des foraminifères benthiques calcaires et d'autres microfossiles calcaires. La corrélation de la stratigraphie isotopique de l'oxygène à l'aide de *Neogloboquadrina pachyderma* (à enroulement senestre) et de la stratigraphie classique de l'Atlantique Nord, montre que les taux de sédimentation sont relativement élevés (de 1 ou 2 cm/ka)

À l'heure actuelle (1985), l'interprétation de l'histoire paléoenvironnementale du Quaternaire de l'océan Arctique demeure controversée, car les chercheurs ne sont pas d'accord sur l'âge des unités lithostratigraphiques et sur l'interprétation des données sur les isotopes de l'oxygène; en outre, l'importance accordée à la signification environnementale des sédiments grossiers n'est pas toujours la même, et il n'y a pas d'équivalent moderne des unités de boues arénacées brunes. Les chercheurs conviennent généralement que la corrélation lithologique sur une grande étendue des unités K à M reflète largement l'importance du transport glaciogène des sédiments clastiques (Clark et Hansen, 1983) par la glace de mer (silt et sable fin) et les icebergs (clastes de la grosseur des silts aux galets), et qu'une couverture de glace similaire à celle d'aujourd'hui a existé presque tout au long des 700 000 dernières années. Cependant, les interprétations plus détaillées demeurent controversées. Par exemple, des tentatives ont été faites de corréler les intervalles riches en foraminifères avec les étages glaciaires nord-américains (Clark, 1981), avec la stratigraphie du Pléistocène de l'île Banks (Clark et al., 1984) ainsi qu'avec la courbe des volumes planétaires de glace de Shackleton et Opdyke (Minicucci et Clark, 1983). Ces études ont permis de conclure que le climat s'est réchauffé, les températures les plus froides du Pliocène ayant cédé la place à des intervalles plus chauds de plus en plus nombreux, au Quaternaire. Toutefois, l'étude des isotopes de l'oxygène des *Neogloboquadrina pachyderma* (à enroulement senestre) prélevés dans les carottes CESAR (Aksu, 1985b), montre que dans le cas de la dorsale Alpha, les pics de composition isotopique légère dans la stratigraphie présente une chronologie différente de celle de la stratigraphie classique à l'échelle du globe. Cette différence peut être attribuée soit à la bioturbation des événements isotopiques dans les sédiments de la dorsale Alpha, où le taux de sédimentation est faible, soit à une réponse isotopique différente des évènements glaciaires-interglaciaires dans l'océan Arctique qui est presque entièrement entouré

Figure 10-64. Synthèse de la lithostratigraphie des carottes provenant de la partie ouest de la dorsale Alpha (Gilbert et Clark, 1982), de la partie sud-est de la dorsale Alpha (Mudie et Blasco, 1985) du bassin Makarov et de la dorsale Lomonosov (Morris, 1983), dans l'océan Arctique. Les lettres désignent les subdivisions stratigraphiques locales.

de terres. Pour résoudre ce problème, il faudra étudier des sédiments dont le taux de sédimentation est élevé, par exemple ceux des plates-formes continentales jouxtant l'océan Arctique.

Il faudra également mener d'autres études en vue de confirmer l'interprétation selon laquelle les intervalles de sédiments grossiers dans les unités I à A3 représentent des périodes continues ou fluctuantes de couverture glaciaire épaisse (Clark, 1981; Clark et al., 1984; Aksu, 1985b). Ces unités contiennent de rares cailloux et quelques grains de quartz aux surfaces striées par les glaces. Les boues brunes arénacées témoignent manifestement de conditions paléoenvironnementales distinctes ou d'eau de fond dont le chimisme était différent de celui des sédiments plus récents, riches en débris carbonatés. Or, les données sont trop peu nombreuses pour que nous puissions déterminer si l'absence de microfossiles calcaires et la rareté des végétaux reflètent une couverture de glace plus épaisse (Clark, 1981) ou une stratification accrue en fonction de la densité qui serait attribuable à des apports accrus d'eau superficielle à faible salinité en provenance d'une embouchure plus profonde du détroit de Béring (Herman, 1970; Worsley et Herman, 1980). Dans les unités DE à A3, la présence de dinokystes néogènes, qui sont prédominants ou fréquents dans les sédiments du Miocène supérieur-Pliocène de la mer de Béring (Mudie, 1985), tend à appuyer la seconde hypothèse. Cependant, il faudra étudier davantage la taxonomie et la paléogéographie des microfossiles et des palynomorphes, ainsi que l'origine des sédiments grossiers, avant de pouvoir formuler des conclusions en ce qui en trait à la chronologie de la glaciation initiale et de la formation de la glace de mer, dans l'océan Arctique. Entre temps, les modèles qui prévoient l'existence, dans l'océan Arctique, d'une vaste nappe de glace flottante à la toute fin du Pliocène et tout au long du Pléistocène (Williams et al,. 1981) demeureront hypothétiques.

SYNTHÈSE

Évolution géomorphologique

D.J.W. Piper

Morphologie des plates-formes continentales englacées

Toutes les plates-formes continentales de l'Est du Canada possèdent des caractéristiques morphologiques similaires qui sont attribuées à la glaciation et qui permettent de les distinguer de la plupart des autres plates-formes continentales du globe (Shepard, 1972). La plate-forme interne a presque toujours une morphologie très irrégulière, avec de nombreuses petites îles, des hauts-fonds et des bassins dans un substratum rocheux résistant; ces traits morphologiques ressemblent à ceux des zones continentales adjacentes. En général, la surface est un prolongement de pénéplaines continentales. La côte est découpée en fjords glaciaires profonds et peu profonds. Aux endroits où ces fjords se prolongent en mer sous la forme de cols transversaux, les profondeurs d'eau maximales se trouvent généralement à l'intérieur des fjords, qui possèdent des seuils rocheux peu profonds normalement recouverts de tills.

Les parties médianes des plates-formes, au large du contact des sédiments mésozoïques et tertiaires avec le substratum rocheux plus ancien, sont caractérisées par la présence d'une série de bassins larges (comme sur la plate-forme Néo-Écossaise) ou d'une cuvette marginale plus continue (comme sur la plate-forme du Labrador). Les bassins des plates-formes médianes sont surcreusés, ce qui porte à croire que l'érosion glaciaire a contribué de façon significative à leur modelé (Holtedahl, 1970; McMillan, 1978); les plus grandes profondeurs s'observent dans les cols qui traversent la plate-forme médiane, ce qui témoigne de l'érosion importante produite par les langues glaciaires majeures.

La plupart des plates-formes externes comportent des bancs peu profonds séparés par des cols transversaux (cuvettes). Sur la plupart des bancs, le relief s'est développé dans un substratum rocheux tertiaire; par contre, du côté marin du banc de Sable et du Banquereau, la plus grande partie du relief résulte de la mise en place de tills glaciaires ou de sédiments proglaciaires. Au cours de nombreuses glaciations, la glace s'est avancée vers la mer à travers les cols, mais s'est arrêtée contre les marges des bancs.

Les cols (ou cuvettes) transversaux qui traversent les plates-formes continentales sont généralement situés au large des grands réseaux fluviaux du continent, et représentent la trajectoire suivie par les langues glaciaires majeures en provenance du continent. En général, ils atteignent leur profondeur maximale à l'intérieur des fjords côtiers ou sur la plate-forme médiane; normalement, leur profondeur diminue progressivement en direction de l'accore. Cette diminution de la profondeur est attribuée principalement à l'érosion moins importante du substratum rocheux, plutôt qu'à l'accumulation de till.

Les chenaux sous-glaciaires sont des éléments géomorphologiques importants sur les plates-formes à basse latitude, telles que la baie de Fundy, la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs. Toutefois, la plupart d'entre-eux sont comblés de sédiments.

Évolution des plates-formes continentales au Tertiaire

Dans le cas des plates-formes continentales de l'Est du Canada, l'importance relative de l'érosion glaciaire, par rapport à la morphologie du terrain dérivée principalement de l'érosion fluviale au Tertiaire, a fait l'objet de discussions depuis la publication des premiers travaux de Johnson (1925) et de Sheppard (1930). Dans le golfe du Maine et le golfe du Saint-Laurent et sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs, le profilage de sismique-réflexion et des travaux d'échantillonnage révèlent qu'un grand nombre des formes de relief moins profondes se sont développées dans un substratum rocheux sédimentaire (tertiaire sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs; mésozoïque dans le golfe du Maine; paléozoïque dans le golfe du Saint Laurent). Les zones de plate-forme interne se conforment étroitement aux surfaces des pénéplaines continentales. Le paysage de cuesta résiduel, contrôlé par le socle, a été sculpté par des processus fluviaux pour la dernière fois au cours du Pliocène tardif et du Pléistocène précoce; les données géologiques recueillies en eau profonde indiquent que cet intervalle fut marqué par des phases de bas niveau marin et par l'apport de quantités considérables de sédiments fluviatiles jusqu'à l'accore. Bon nombre de ces éléments datent sans doute en partie de périodes néogènes plus anciennes de bas niveau marin. Ce n'est que dans les inlets côtiers plus profonds, les bassins surcreusés de la plate-forme médiane, les cuvettes transversales et les chenaux sous-glaciaires, qu'il y a eu modification considérable du paysage fluviatile au Cénozoïque

tardif. Un grand nombre des cuvettes transversales longent d'anciennes vallées fluviales. Sur certains des bancs externes, des sédiments quaternaires épais masquent le paysage plus ancien.

Sur les plates-formes plus profondes du Labrador et du sud-est de Baffin, l'érosion des sédiments, vraisemblablement du Tertiaire supérieur, a été moins importante. Des profils de sismique-réflexion montrent qu'il y a eu aggradation et progradation importantes des strates préglaciaires, notamment sur la plate-forme du Labrador, contrairement à ce qui s'est produit sur la plate-forme sud moins profonde, où il existe une discordance d'érosion. Un plus grand nombre de formes construites sont surimposées au terrain modelé antérieurement par les processus fluviaux, notamment sur la plate-forme externe. Or, sur la plate-forme du Labrador, les marges du côté continental de certains bancs semblent être des cuestas anciennes qui font face à une vallée longitudinale majeure formée le long du contact des sédiments mésozoïques-cénozoïques de la plate-forme continentale et du socle paléozoïque-précambrien (voir le chapitre 7). Les sédiments tertiaires des cuvettes transversales ont été excavés, mais on ne sait pas jusqu'à quel point la morphologie des cuvettes résulte d'une érosion fluviale plus ancienne.

Sur la plate-forme nord-est de Baffin, des strates glaciaires reposent en discordance sur des strates préglaciaires, mais la discordance est masquée par plusieurs dizaines de mètres de strates quaternaires qui constituent le prolongement marin des dépôts de l'avant-pays de l'île de Baffin. L'absence d'une cuvette marginale au large de la partie nord-est de l'île de Baffin reflète vraisemblablement un écoulement concentré de la glace dans les fjords creusés tout le long de la côte montagneuse de l'île, et l'écoulement de cette glace vers la mer, à travers les cuvettes transversales. La glace semble ne s'être étendue que très rarement à travers les bancs de la plate-forme nord-est de Baffin.

Ainsi, même si les plates-formes irrégulières au large de la côte Est du Canada sont interprétées comme des plates-formes englacées typiques (Shepard, 1972), il n'en découle pas nécessairement que la glaciation a été le processus dominant qui en a modelé la morphologie. Par endroits, l'érosion glaciaire pourrait avoir produit un relief prononcé, mais une grande partie de la morphologie irrégulière de la plate-forme continentale provient d'un paysage fluviatile du Pliocène tardif-Pléistocène précoce. Un paysage fluviatile similaire s'est formé sur la plaine côtière et la plate-forme continentale non englacées des États-Unis, au sud. La glaciation de la marge canadienne a donné lieu à une faible accumulation de sédiments du Quaternaire tardif (en moyenne 20 m sur les Grands Bancs, 50 m sur la plate-forme Néo-Écossaise), comparativement aux séquences beaucoup plus épaisses de la marge continentale des États-Unis.

Contrôle tectonique à grande échelle

La profondeur anormalement élevée des plates-formes englacées est un phénomène bien connu (Shepard, 1972) qui est généralement attribué à une combinaison de la surcharge isostatique et de l'érosion glaciaire. Le changement important dans la profondeur du fond marin qui s'observe à 48,5°N, à l'endroit où les plates-formes méridionales peu profondes passent aux plates-formes septentrionales profondes, est difficile à expliquer par l'un ou l'autre de ces processus. Il semble plutôt refléter des différences fondamentales dans l'évolution de la lithosphère sous-jacente, et la limite est marquée par des structures telles que la faille de Dover et la zone de fracture de Charlie-Gibbs. Si les plates-formes du Labrador et de Baffin étaient situées à une plus grande profondeur au cours du Cénozoïque tardif, il y aurait eu accumulation de sédiments préglaciaires, de sorte que leur morphologie actuelle aurait été principalement le résultat de l'érosion et de la sédimentation glaciaires. Sur les plates-formes méridionales, la plus faible profondeur et l'exposition subaérienne périodique auraient permis une érosion fluviale préglaciaire considérable, que l'érosion et la sédimentation glaciaires n'auraient modifiée que localement.

L'altitude accrue des zones côtières à partir des provinces de l'Atlantique vers le nord jusqu'à l'île de Baffin reflète une évolution tectonique à long terme (voir les chapitres 7 et 9). Ce relief a contrôlé le mode de glaciation sur la plate-forme continentale; la glaciation alpine a prédominé sur la plate-forme nord-est de Baffin, la glaciation de piémont, sur la plate-forme nord du Labrador, et des nappes glaciaires plus continues, plus loin au sud.

Rôle des fluctuations du niveau marin

Des fluctuations majeures du niveau marin ont joué un rôle important dans l'évolution de la géomorphologie. Au cours du Tertiaire tardif, les baisses du niveau marin dans les zones peu profondes des plates-formes continentales ont permis le développement des paysages fluviatiles et l'érosion régressive considérable des canyons sous-marins. Nous ne savons pas quelle a été l'importance relative de l'érosion fluviale, de l'érosion régressive des canyons sous-marins et de l'érosion par les eaux de fonte sous-glaciaires ou par la glace dans le creusement des chenaux profonds qui entaillent la discordance préglaciaire-glaciaire, sur la plate-forme Néo-Écossaise externe et les Grands Bancs. Il faudra beaucoup accroître nos connaissances des changements du niveau marin au Tertiaire tardif et au Quaternaire précoce afin de pouvoir interpréter correctement le rôle de la sédimentation et de l'évolution géomorphologique au cours de cette période.

Les fluctuations du niveau marin ont elles aussi beaucoup contribué à la répartition des glaces de glacier, à l'évolution géomorphologique du talus continental et au développement de terrasses et des sédiments transgressifs associés, notamment sur les plates-formes méridionales peu profondes. L'histoire des variations du niveau marin et de ses effets au cours du Wisconsinien tardif et de l'Holocène est raisonnablement bien connue, contrairement aux anciennes fluctuations wisconsiniennes du niveau marin qui ont pu jouer un rôle majeur dans le retrait des inlandsis des plates-formes méridionales et dans le développement de haltes ou de réavancées glaciaires locales.

Évolution géomorphologique en eau profonde

L'évolution géomorphologique des zones en eau profonde dépend des mêmes facteurs que ceux qui influent sur la géomorphologie des plates-formes continentales : cadre tectonique, morphologie préglaciaire et effets de l'érosion et de la sédimentation glaciaire au Quaternaire. Dans les zones d'eau profonde, la sédimentation constitue l'agent géomorphologique prédominant, et les volumes de sédiments et le style d'érosion sur la marge continentale dépendent des conditions qui existent sur la plate-forme continentale.

Un grand nombre des structures physiographiques observées en eau profonde se sont développées durant le Néogène tardif. Dans la mer du Labrador, les grandes accumulations de sédiments datent du Miocène au Pliocène (voir le chapitre 7). Sur la marge Néo-Écossaise, bon nombre des vallées creusées dans le talus résultent de la baisse du niveau marin au cours du Pliocène tardif; sur le cône Laurentien et dans le nord de la mer du Labrador, le dépôt des séquences épaisses de turbidites a commencé au Pliocène.

Sur la plus grande partie de la marge continentale en eau profonde, le Quaternaire a plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et reflète la progradation qui a eu lieu durant l'apport des sédiments fluviatiles, au Pléistocène précoce, et la glaciation subséquente, au Pléistocène moyen et tardif. Des dépôts sédimentaires majeurs sont observés sur le glacis, au large des plus grandes cuvettes transversales de la plate-forme, notamment sur le cône Laurentien au large du chenal Laurentien, dans la mer du Labrador au large du col Cartwright, et dans le nord-ouest de la baie de Baffin au large du détroit de Lancaster. L'accumulation de sédiments est moins prononcée au large du détroit d'Hudson, mais le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique (Chough et Hesse, 1976) prend naissance dans cette région et pourrait avoir facilité le transport des sédiments vers le sud. En général, les cônes abyssaux morphologiquement distincts sont rares sur la marge continentale de l'Est du Canada. Une grande partie des sédiments fins qui construiraient normalement des levées et stabiliseraient ainsi le développement des chenaux et des cônes, ont été dispersés sur une étendue plus vaste dans des couches néphéloïdes reliées aux courants de fond. En l'absence de réseaux bien développés de chenaux et de levées, des quantités anormales de sable ont dû s'accumuler sur le talus continental et le glacis supérieur. Une couche uniforme de boue s'est accumulée sur le talus continental aux endroits où il n'y a pas eu transport de sable jusqu'à l'accore.

Des canyons sous-marins entaillent l'accore (Farre et al., 1983) uniquement là où ce dernier est situé à une profondeur de 100 m ou moins sur les marges des Grands Bancs et la marge Néo-Écossaise; ils sont probablement associés à la création de courants de turbidité par des courants littoraux d'arrachement (Fukushima et al., 1985) lorsque les glaciations ont fait baisser le niveau marin. Vers le bas du talus, les canyons se fusionnent pour former des vallées sous-marines. À de nombreux endroits où l'accore est plus profond, le talus supérieur est uni jusqu'à des profondeurs d'eau de quelques centaines de mètres, et le talus inférieur est parsemé de ravins peu profonds qui prennent naissance sur le talus supérieur et se sont probablement développés au large d'une marge de glace ancrée. Certains ravins se fusionnent vers le bas du talus pour former des vallées plus grandes, notamment sur le talus du Labrador et le cône Laurentien. Dans d'autres régions caractérisées par un accore en eau profonde, le talus continental est uni, comme au large de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve et de la plate-forme sud-est de Baffin.

Début de la glaciation au Tertiaire tardif et au Quaternaire précoce

P.J. Mudie et D.J.W. Piper

L'élargissement périodique du courant-jet en réponse à une diminution du gradient thermique entre les régions équatoriales et polaires constitue vraisemblablement la cause principale des conditions glaciaires qui ont caractérisé le Pléistocène. Par la suite, les cycles glaciaires-interglaciaires sont régis principalement par des changements dans les paramètres de l'orbite terrestre qui déterminent le rayonnement solaire total et saisonnier, à diverses latitudes (Berger 1978). Au large de la côte Est du Canada, le développement d'une glaciation alpine dans le nord du Labrador, l'île de Baffin et le Groenland, à proximité de la partie orientale chaude de la mer du Labrador, peut avoir joué un rôle particulièrement important en canalisant les tempêtes chargées d'humidité jusque dans la mer du Labrador et la baie de Baffin (Barry et al., 1975; Crowley, 1984).

Un hiatus étendu reconnu dans les sédiments océaniques du Miocène moyen à supérieur correspond vraisemblablement à la création de courants de fond dans l'Antarctique et l'Arctique, suivant l'expansion de l'inlandsis antarctique, il y a 14 à 16 Ma, et la subsidence de la dorsale Islande-Féroé, à compter d'environ 8 à 10 Ma. Des sédiments glaciaires ont commencé à s'accumuler à proximité de la dorsale Eirik, dans l'est de la mer du Labrador, vers 7 Ma. Des dépôts de végétaux terrestres récupérés dans l'archipel arctique canadien et le Groenland septentrional montrent que la végétation forestière tempérée a reculé vers le sud entre environ 5 et 1,7 Ma, mais que les arbres boréaux et les tourbières ont persisté dans la région circumarctique jusqu'au début du Pléistocène (vers 1,7 Ma).

Les premières occurrences de galets de délestage et de graviers glaciels dans la partie centrale de l'océan Arctique datent du Pliocène précoce (vers 4 Ma). Toutefois, dans la région circumarctique, la présence de fossiles marins indique que l'océan Arctique n'a pas eu de couverture de glace permanente avant 1,7 Ma. Durant la plus grande partie de cet intervalle, il y a eu un apport important d'eau relativement chaude de l'océan Pacifique par le détroit de Béring (Repenning, 1983). Dans la baie de Baffin et le nord-est de la mer du Labrador, les premiers débris glaciels datent de 3,4 Ma (Pliocène précoce), et dans le sud de la mer du Labrador, le centre de l'Atlantique Nord et au sud-ouest des Grands Bancs, ils datent d'entre 3,0 et 2,4 Ma. La pétrologie de ces débris laisse croire qu'ils proviennent de sources sédimentaires et cristallines. Des glaciers alpins ont dû prédominer dans l'île d'Ellesmere, au Groenland ou dans l'île de Baffin à la fin du Pliocène précoce; ils ont vêlé des icebergs dans la baie de Baffin et probablement l'océan Arctique. L'importance accrue du transport glaciel au début du Pliocène tardif confirme les indices régionaux provenant de profils sismiques dans la mer du Labrador et la baie de Baffin, qui témoignent d'apports beaucoup plus élevés de sédiments en provenance du Groenland. Approximativement à la même époque, sur les talus Néo-Écossais, du Labrador et des Grands Bancs, il y a eu commencement d'une phase de plus en plus importante de creusement de canyons qui a permis le transport des sédiments jusqu'en eau profonde, à travers des chenaux abyssaux, y compris le cayon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique. Les palynomorphes recueillis dans la mer du Labrador et l'océan Arctique indiquent que le Pliocène tardif et le Pléistocène précoce ont été marqués par des apports considérables de sédiments fluviatiles. Les débris glaciels, les tills anciens et les pollens procurent des indices nombreux d'une glaciation dans l'hémisphère Nord et d'un refroidissement régional tout au long de cette période; ces indices font penser qu'au moins certaines parties du Canada ont été englacées à cette époque.

Au cours du Pléistocène moyen, la sédimentation marine a beaucoup changé à plusieurs endroits, et ces changements semblent indiquer qu'il y a eu modification du mode de glaciation. Ces changements peuvent ne pas tous être synchrones, car leur chronologie n'est que rarement bien contrôlée. Dans l'océan Arctique, les sédiments passent à des boues carbonatées et des lutites silteuses bioturbées; en revanche, dans la baie de Baffin, au site 645 du PSFM, la sédimentation a été caractérisée par des volumes beaucoup plus élevés de débris carbonatés détritiques. Sur le glacis du Labrador, les sédiments qui étaient influencés par des courants de contour ont été remplacés par des boues de talus progradantes. Des langues de till qui témoignent de la présence de nappes glaciaires sur la plate-forme continentale sont apparues d'abord sur le talus Néo-Écossais supérieur. Le développement d'une végétation arctique de toundra arbustive, sur la côte de l'Alaska, et le till le plus ancien de l'archipel arctique (Glaciation de Banks) datent vraisemblablement de cette époque. Tous ces indices témoignent d'une couverture de glace qui a été plus étendue au Pléistocène moyen-tardif qu'au Pléistocène précoce.

Synthèse stratigraphique des successions glaciaires

D.J.W. Piper

Les plates-formes continentales au large de la côte Est du Canada ont été mieux étudiées que les zones en eau plus profonde et fournissent le lien stratigraphique le plus étroit avec les stratigraphies des terres émergées. Dans toutes les plates-formes qui ont été examinées en détail, les strates quaternaires comprennent une série de sédiments glaciaires qui se sont développés au cours du retrait des glaces, et des sédiments postglaciaires qui reposent sur des tills. Il existe donc une ressemblance générale dans les unités lithostratigraphiques établies dans différentes régions géographiques (tableau 10-6). Des silts glaciomarins mal triés contenant des débris glaciels reposent sur du till glaciaire (et y sont interdigités); une partie du silt a été déposée sous des plates-formes glaciaires et une partie en eau libre, dans un milieu marin proglaciaire. Le remaniement tardiglaciaire de ces dépôts dans des milieux sublittoraux a produit des sables et graviers boueux qui, à de nombreux endroits au large de la côte sud-est du Canada, sont très différents des sables et graviers triés qui se sont formés dans la zone littorale au cours de la transgression holocène. Sur les plates-formes plus profondes des latitudes boréales, les effets de la transgression holocène sont moins répandus; à de nombreux endroits, l'affouillement par les icebergs, le transport glaciel de débris et le remaniement des sédiments par les tempêtes et les courants de fond ont produit un placage de sédiments holocènes mal triés. Au cours de l'Holocène, il y eu accumulation de boues de bassin dans les régions abritées, en eau plus profonde; à de hautes latitudes, ces boues contiennent des débris glaciels. À cause des différences dans l'histoire glaciaire, les changements du niveau marin et la profondeur de l'eau, les formations associées les unes aux autres au tableau 10-6 ne sont pas toutes des équivalents parfaits.

Sur la plate-forme continentale, la plupart des unités de till sont mal datées mais sont antérieures au Wisconsinien tardif[†]. Ainsi, au large de la côte Est du Canada, les volumes de glace du Wisconsinien ont probablement atteint un maximum au cours de l'étage 4 de la stratigraphie isotopique. Cette situation peut refléter le rôle important joué dans l'amorce de la glaciation boréale dans l'Est du Canada par l'advection de l'humidité vers le nord à travers la mer du Labrador, à des époques caractérisées par une réduction de l'insolation estivale.

Les sédiments d'eau profonde fournissent des indices indirects qui laissent croire que la glaciation de l'étage 6 (Illinoien) a été plus intense au large de la côte Est du Canada que toute autre glaciation wisconsinienne. Les microfaunes témoignent de conditions plus extrêmes (Alam et al., 1983; Aksu et Mudie, 1985a), et les monts sous-marins Fogo montrent que la quantité la plus élevée de sédiments glaciaires s'est déposée au cours de l'étage 6 (Alam et Piper, 1977). Toutefois, aucune structure illinoienne bien datée produite par la sédimentation ou l'érosion n'a été observée sur la plate-forme continentale, bien que le Till inférieur sur la plate-forme du Labrador et les parties profondes des coupes de tills multiples au large du détroit d'Hudson puissent dater de cette époque. La très longue chronologie que présente les coupes côtières dans l'île de Baffin, porte à croire que certains des tills qui se trouvent sur la partie externe de la plate-forme de Baffin pourraient être antérieurs au Wisconsinien.

Dans les régions extracôtières et côtières du sud du Canada, il existe très peu de renseignements sur les glaciations au cours du « Sangamonien tardif » des étages 5d à 5a de la stratigraphie isotopique (Fulton et al., 1984).

À de hautes latitudes, la stratigraphie isotopique de l'oxygène change brusquement (Mudie et Aksu, 1984) des étages 5e à 5d et 5a à 4. Andrews et al. (1984) ont proposé que dans l'Arctique canadien, les premières glaciations du Wisconsinien (Foxien) datent de l'étage 5; ils y incluent le Stade d'Ayr Lake de l'île de Baffin, qui a été le seul stade de la glaciation de Foxe à atteindre la plate-forme continentale au large de la partie nord-est de l'île de Baffin. Or, des données isotopiques et micropaléontologiques recueillies dans le détroit de Davis (Aksu et Mudie, 1985a) portent à croire que des conditions interglaciaires ont prédominé tout au long de l'étage 5, et que la glaciation de l'étage 6 a été beaucoup plus intense que celle des étages 4 et 2.

Dans les Provinces maritimes, la glaciation wisconsinienne la plus étendue a eu lieu au cours de l'étage 4 de la stratigraphie isotopique de l'oxygène (Grant, 1989); cette conclusion concorde avec la datation au radiocarbone qui indique que le retrait de l'inlandsis qui a déposé le Drift de Scotian Shelf a commencé durant l'étage 3. Si Alam et al., (1983) ont interprété correctement la stratigraphie isotopique des monts sous-marins Fogo, il existe donc des indices sédimentologiques d'une glaciation au cours de l'étage 5b. Une incursion marine qui date de la seconde partie de l'étage 3 (de 30 à 40 ka) est reconnue sur de vastes étendues de la plate-forme continentale au large de la côte Est du Canada[†], et dans les mers intérieures adjacentes, comme la baie d'Hudson (Andrews et al., 1983). Bien que dans le domaine continental, des indices abondants témoignent d'une avancée glaciaire dans l'Est du Canada au cours de l'étage 2 (Fulton et al., 1984), seuls des indices locaux (par exemple, dans le golfe du Maine, la baie Notre-Dame) témoignent d'une plus grande étendue de la glace dans les zones marines au large de la côte Est du Canada, malgré la baisse prononcée du niveau marin[†].

[†] Voir l'addenda.

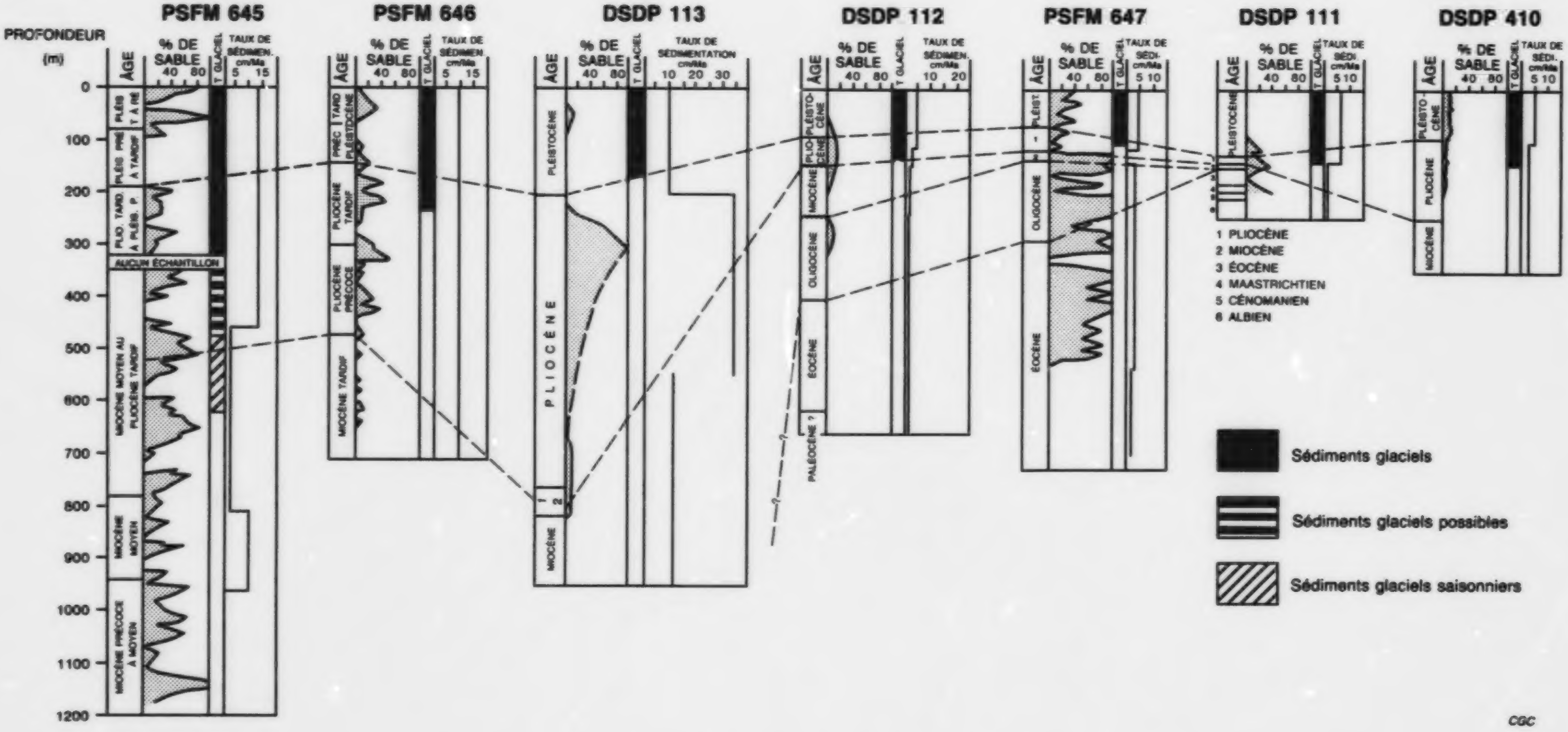


Figure 10-65. Variations de la lithologie et du taux de sédimentation des sédiments préglaciaires pliocènes, glaciaires pliocènes et quaternaires, dans les puits du DSDP et du PSFM, entre la baie de Baffin et le centre sud de l'Atlantique. L'emplacement des puits est indiqué à la figure 10-1.

Dans l'est de l'Arctique, l'avancée du Foxien tardif date de l'étage 2; la glace n'a pas atteint la côte externe mais s'est étendue jusqu'à la zone marine de la baie de Frobisher et peut-être du détroit d'Hudson.

En améliorant nos connaissances des séquences d'eau profonde et des séquences plus épaisses de la plate-forme continentale (par exemple, au moyen de programes de forage), il sera possible de résoudre de nombreux problèmes stratigraphiques qui se présentent dans la région au large de la côte Est. En obtenant des coupes océaniques plus complètes avec des données sur les isotopes de l'oxygène et les microfossiles marins, il sera possible d'éliminer les problèmes classiques de datation qui se présentent dans les milieux glaciaires proximaux, sur la plate-forme continentale et sur le continent. L'étude plus détaillée de la pétrographie détritique des coupes extracôtières permettra d'établir une meilleure corrélation avec les nappes de till à terre. Il faudra étudier plus en détail les stratigraphies polliniques et paléomagnétiques afin d'améliorer la corrélation stratigraphique des zones continentales, de la plate-forme continentale et de la mer profonde. En outre, il faudra obtenir des profils modernes de sismique-réflexion à haute résolution dans les régions largement inexplorées du golfe du Saint-Laurent[†] et de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve.

Transport glaciel

C.F.M. Lewis

Les débris glaciels sont des sédiments terrigènes qui ont été largués par des icebergs ou de la glace marine en dérive. D'après Ruddiman (1977), il s'agit d'un produit des domaines continental, glaciaire et aquatique. Son apport absolu dans l'espace et le temps définit essentiellement quand, où et à quelle vitesse la glace en fonte relâche les sédiments durant son passage du continent à l'océan. Les débris glaciels peuvent également indiquer les changements survenus dans la circulation océanique et dans la taille des nappes glaciaires sur le continent. Les débris glaciels sont d'abord incorporés à la glace d'icebergs principalement par l'action du glacier sur une masse continentale, mais aussi par le dépôt, à la surface de la glace, de sédiments éoliens ou de cendres volcaniques. De la même façon, la glace de mer peut devenir chargée de sédiments dans la zone côtière par suite de l'action des vents, par des décrochements le long de falaises adjacentes, du déversement de sédiments fluviatiles sur la glace, par l'adhésion au fond marin de la glace qui se forme dans un milieu littoral peu profond, et par congélation de la charge transportée en suspension (Campbell et Collin, 1958). Des quilles de pression et des quilles d'icebergs peuvent également capter des sédiments dans les eaux plus profondes de la plate-forme continentale lorsqu'elles affouillent le fond où y deviennent ancrées.

Bien que les débris glaciels comportent des particules de granulométrie variée, y compris des particules de la taille des argiles, ils sont généralement reconnus au sein du sédiment marin encaissant par la présence anormale de grains de minéraux et de fragments lithiques erratiques et grossiers. Les débris glaciels grossiers, qui sont trop grands pour avoir été transportés par le vent ou les courants, sont typiquement dispersés à travers des sédiments encaissants, où les clastes les plus gros ont souvent engendré des structures produites par des galets de délestage. Normalement, les sédiments glaciels grossiers ne sont ni triés ni granoclassés. Aux endroits où les icebergs sont rares ou inexistants, par exemple dans l'océan Arctique actuel, le bassin Foxe et les chenaux interinsulaires centraux de l'Arctique, la baie d'Hudson et la baie de Fundy, les débris glaciels sont attribués au transport par la glace de mer. Sur la marge continentale de l'Est du Canada et dans l'océan Atlantique adjacent, il existe en même temps des icebergs et de la glace de mer, et tous deux peuvent transporter des débris glaciels. Les icebergs, qui sont beaucoup plus grands et durent beaucoup plus longtemps, peuvent se déplacer plus loin que la glace de mer; les débris glaciels observés loin de la côte sont donc normalement interprétés comme ayant été transportés par des icebergs. Autrement, il est généralement difficile de distinguer les débris qui ont été transportés par la glace de mer et ceux qui ont été charriés par les icebergs, et cette distinction ne se fait que rarement.

Dans une séquence sédimentaire, la présence de zones de débris glaciels concentrés implique l'existence de glace de dérive et l'influence de facteurs océanographiques et climatiques caractéristiques comme (1) un climat côtier plus froid ou une avancée glaciaire jusqu'à un milieu soumis à des marées qui accroissent la production et l'écoulement des glaces de dérive, (2) une baisse de la température des eaux superficielles qui prolonge la durée et la trajectoire de la glace de dérive, (3) une augmentation dans la vitesse des courants de surface ou un déplacement dans la position du courant qui prolonge l'influence de la glace de dérive jusque dans de nouvelles régions, ou (4) une convergence de courants froids chargés de glace et d'eau plus chaude qui augmente la vitesse de larguage des débris glaciels. Il faut obtenir d'autres informations, par exemple des estimations de la température à la surface de la mer qui sont fondées sur des microfossiles mis en place avec les débris glaciels, afin de pouvoir déterminer si une concentration de débris glaciels représente une « trajectoire » de la glace chargée de sédiments ou un « foyer de fusion » (Ruddiman, 1977; Smythe et al., 1985). L'examen de la provenance (Alam et Piper, 1977, 1981), des gradients granulométriques (Baker et Friedman, 1973) et du taux des apports de débris glaciels (Ruddiman, 1977; Fillon et al., 1981b) aide également à interpréter s'il s'agit de trajectoires de transport ou de circulation océanique. Dans les sédiments de surface de l'Atlantique Nord, de la mer du Labrador et de la baie de Baffin, les membres extrêmes mal triés du spectre granulométrique, qui sont interprétés comme des débris glaciels, sont surtout observés sous les trajectoires principales des icebergs actuels et des gradients thermiques océaniques importants (Fillon et Full, 1984). Cette conclusion appuie les principes de l'interprétation qui est présentée ci-dessus ainsi que la pratique commune d'utiliser la teneur en sables non biogènes des sédiments abyssaux comme indicateur de la sédimentation de débris glaciels. L'interprétation des débris glaciels observés plus près des marges d'un continent où des clastes grossiers peuvent également provenir de plates-formes ou de nappes glaciaires (King et Fader, 1986) exige d'autres indices comme des données fauniques, des données stratigraphiques et chronologiques régionales, des données sur la provenance ou la présence de marques d'affouillement glaciaire, afin de reconnaître les conditions propres à la glace de dérive (Osterman et Andrews, 1983; Jennings, 1985; Josenhans et al., 1986).

[†] Voir l'addenda.

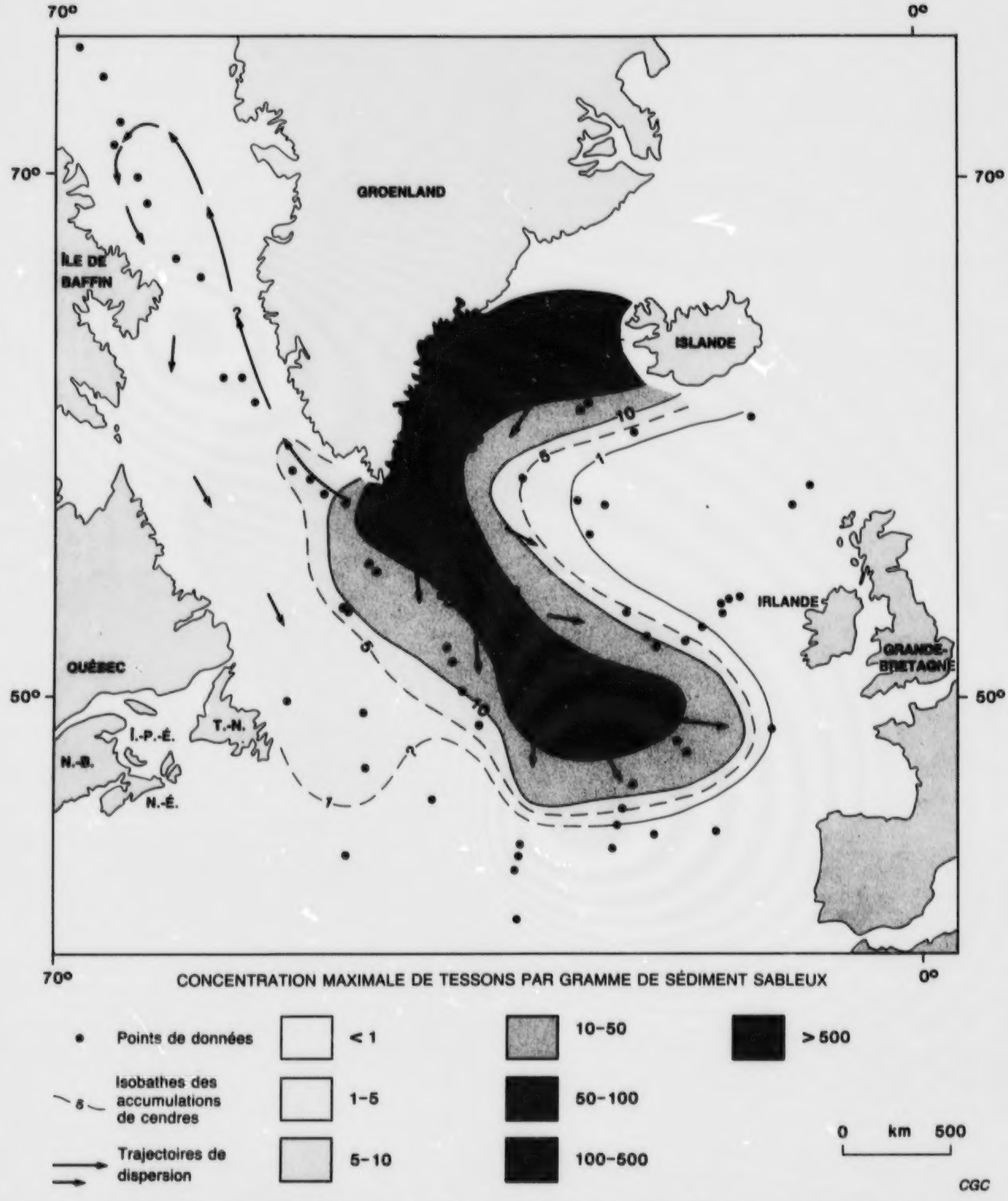


Figure 10-66. Trajectoires de dispersion et concentrations de cendres glacielles à 10,6 ka. Les données sont tirées de Ruddiman et Glover (1975), de Piper et al. (1978), de Aksu et Piper (1979), de Carter (1979) et de Fillon et Duplessy (1980).

Occurrences de débris glaciels du Pliocène tardif et du Quaternaire

Les premières occurrences de débris glaciels sont reconnues dans des carottes de sédiments abyssaux prélevées principalement dans le cadre du Deep Sea Drilling Project (Laughton et al., 1972) et du Programme de sondage des fonds marins (Arthur et al., 1986). Elles révèlent que l'apport de grains de minéraux détritiques et de fragments lithiques a commencé vers 3 Ma, soit au cours du Pliocène tardif (Berggren, 1972; Poore et Berggren, 1974; Poore, 1981), suivant un refroidissement général de l'Atlantique Nord dont atteste la faune fossile. Des débris glaciels beaucoup plus anciens pourraient être présents dans la baie de Baffin (Arthur et al., 1986). Cet apport de débris au Pliocène est répandu au nord de 35° à 40°N, dans l'Atlantique Nord.

Le début de l'accumulation de débris glaciels est marqué par des changements distincts dans la composition des sédiments et les taux de sédimentation. Ces changements sont particulièrement évidents sur le dôme Orphan (site 111A du DSDP) dans l'ouest de la mer du Labrador, car ce lieu est élevé et isolé des effets des courants de turbidité et du sous-courant occidental côtier. La composition des sédiments change considérablement de part et d'autre de la limite préglaciaire-glaciaire, à 146 m sous le fond marin; les sédiments biogènes (>70 % de $CaCO_3$) passent vers le haut à une zone de transition puis à une argile grise sableuse (<20 % de $CaCO_3$) avec des galets glaciels et quelques zones à foraminifères sporadiques. La lithologie des galets glaciels comprend typiquement du calcaire, du quartzite, du granite et des roches métamorphiques. La minéralogie des particules argileuses change également à cette limite et est marquée, vers la haut de la coupe, par l'apparition de feldspaths, par des teneurs accrues en quartz et en mica et par une teneur réduite en calcite (Laughton et al., 1972). Des changements similaires ont lieu à d'autres sites du DSDP, quoique des fragments de roches volcaniques soient plus nombreux au sud de l'Islande et à proximité de la dorsale médio-océanique. Dans les carottes provenant de la mer du Labrador, les débris glaciels sont souvent dilués par des quantités importantes de matériaux transportés par des courants.

Un transect sud-est de carottes abyssales (fig. 10-65), à partir de la baie de Baffin jusqu'au milieu de l'Atlantique, illustre la réduction générale des quantités de débris glaciels présents dans les sédiments océaniques, des zones climatiques arctiques à tempérées, au large de la côte Est du Canada. Ce transect fait voir une réduction vers le sud dans la fraction de débris glaciels et une augmentation dans la teneur en matériaux biogènes. Tous les taux de sédimentation augmentent au début du Pliocène tardif (3 Ma) et encore vers 1,5 à 2 Ma, ce qui laisse croire que l'activité glaciaire s'est accrue sur les continents et que les volumes de débris glaciels transportés jusqu'à l'océan ont augmenté au début du Quaternaire. Par exemple, au site 111A du DSDP, les taux d'accumulation des sédiments non carbonatés sont d'environ 0,01, 1,7 et 5,6 cm/ka, dans la coupe préglaciaire du Pliocène précoce, la coupe glaciaire du Pliocène tardif et la coupe du Quaternaire, respectivement (Davies et Laughton, 1972). En général, l'accumulation de débris glaciels a commencé plus tôt, et les taux de sédimentation des débris glaciels sont plus élevés vers le nord-ouest, soit plus près des régions qui devaient constituer les sources prédominantes.

Indices de débris glaciels du Quaternaire tardif

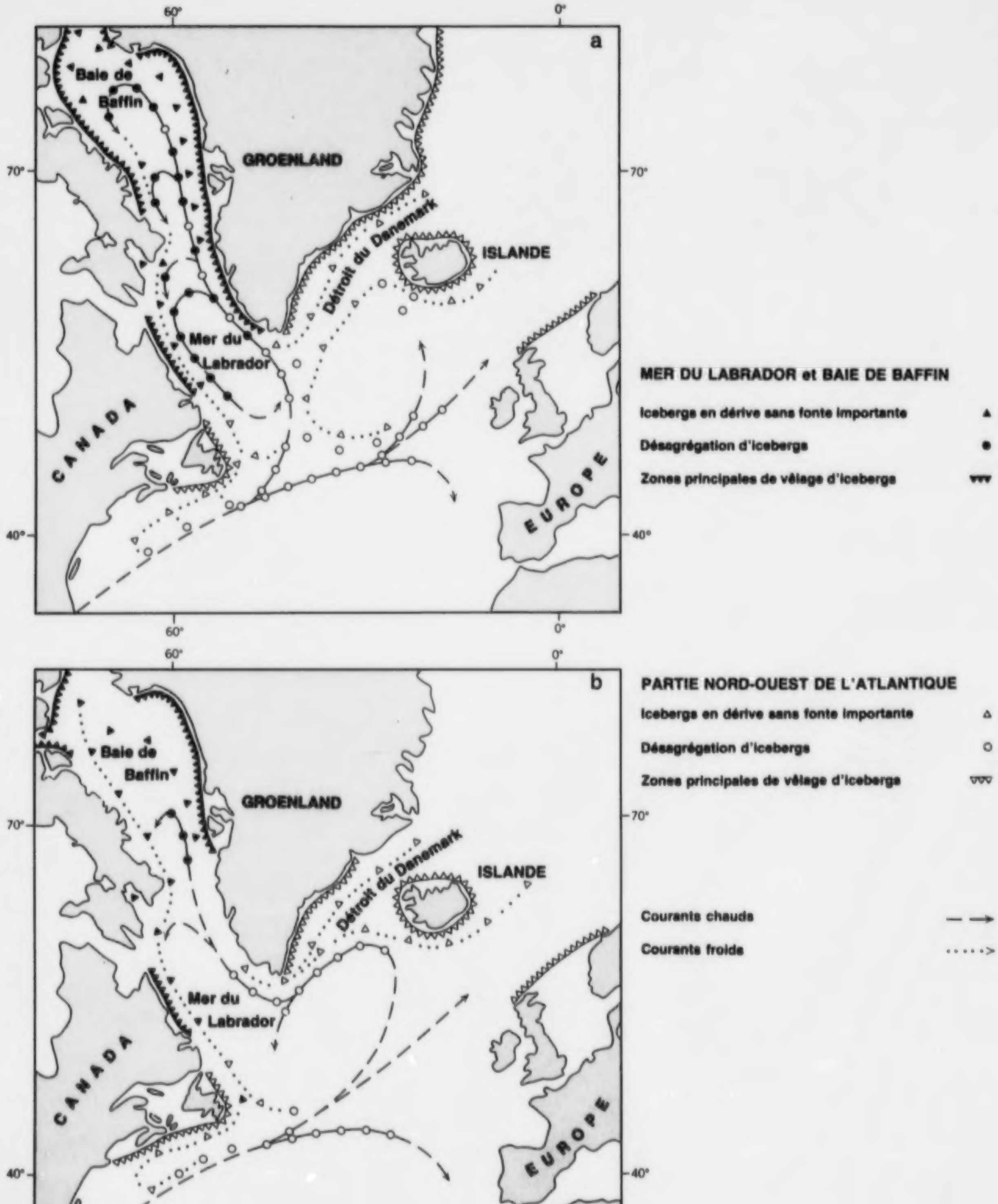
Les séquences les plus complètes contenant des débris glaciels sont présentes dans les 2 à 20 premiers mètres des sédiments abyssaux. Conolly et Ewing (1965) ont fixé la limite sud des sédiments glaciels du Quaternaire supérieur à environ 35°N; ils ont également montré que les concentrations dans les zones glaciomarines augmentent à environ 55°N, passant de quelques grains à environ 25 % du volume des sédiments. Ce dernier chiffre dépasse la concentration actuelle de gravier dans les sédiments de la baie de Baffin, où s'effectue présentement un important transport glaciel.

L'analyse de la fraction grossière (> 500 µm) (Molnia, 1983) recueillie dans plus de 30 carottages à piston révèle que dans la partie ouest de l'Atlantique, la composante prédominante est du quartz, et que sa teneur varie de moins de 20 % à plus de 50 %. La fraction feldpathique grossière est relativement uniforme, soit entre 8 % et 17 % dans l'ensemble de l'Atlantique Nord. Les fragments granitiques (< 10 %) sont plus abondants entre le Labrador et le Groenland, tandis que les concentrations les plus élevées de fragments volcaniques (environ 20 %) sont centrées au sud de l'Islande et des îles Féroé. Des fragments de calcaire, qui constituent localement plus de 20 % de la fraction grossière, ont été reconnus à proximité du détroit de Davis; des cailloux de grès rouge se rencontrent souvent dans le golfe du Saint-Laurent et dans l'ouest de l'Atlantique Nord.

Les marges continentales ont des concentrations plus élevées de clastes présentant des lithologies caractéristiques, qui montrent également des variations stratigraphiques importantes. Leur répartition spatio-temporelle est examinée ailleurs dans le présent chapitre. La concentration la plus caractéristique se compose de matériaux carbonatés et se trouve dans la baie de Baffin et la partie ouest de la mer du Labrador; elle provient vraisemblablement de la glace dans l'est du bassin de Sverdrup et le détroit d'Hudson. Dans la zone extracôtière du sud-est du Canada, les débris glaciels se composent souvent de grès et de siltstones rouges qui proviennent d'un socle carbonifère et triasique. Des débris glaciels cristallins qui sont observés au large de Terre-Neuve proviennent de sources situées à Terre-Neuve, au Labrador, dans l'île de Baffin et au Groenland, tandis que ceux qui sont reconnus au large de la Nouvelle-Écosse proviennent des Appalaches adjacentes.

Entre 50°N et 55°N, les sables glaciels d'origine volcanique sont environ dix fois moins abondants que les sables glaciels d'origine continentale (Smythe et al., 1985). En retraçant ces composantes tout au long de la période de sédimentation du dernier cycle glaciaire, Smythe et al., (1985) ont montré que les taux de sédimentation des débris glaciels volcanogènes augmentent régulièrement vers l'est, tandis que ceux des débris glaciels continentaux diminuent dans un premier temps (de 115 à 77 ka), puis augmentent à l'est (de 77 à 53 ka).

La coupe sédimentaire abyssale comporte au moins trois niveaux majeurs de tessons volcaniques à parois vésiculaires, de la grosseur du sable, qui datent de 10,6 ka, de 57,5 ka et de 340 ka (Ruddiman et Glover, 1972; Mangerud et al., 1984; Smythe et al., 1985). Dans chaque niveau, les cendres ont vraisemblablement été produites par une ou plusieurs éruptions volcaniques rapprochées et sont d'abord tombées sur de la glace de mer ou des icebergs flottants (Ruddiman et Glover, 1972, 1975). Leur composition


a
60°
0°
70°
40°
Baie de Baffin
GROENLAND
Détroit du Danemark
ISLANDE
Mer du Labrador
CANADA
EUROPE
b
Baie de Baffin
GROENLAND
Détroit du Danemark
ISLANDE
Mer du Labrador
CANADA
EUROPE
MER DU LABRADOR et BAIE DE BAFFIN
Icebergs en dérive sans fonte importante
Désagrégation d'icebergs
Zones principales de vêlage d'icebergs
PARTIE NORD-OUEST DE L'ATLANTIQUE
Icebergs en dérive sans fonte importante
Désagrégation d'icebergs
Zones principales de vêlage d'icebergs
Courants chauds
Courants froids
CGC

rhyolitique atteste une source en Islande ou dans l'île Jan Mayen, tandis que leur configuration de dispersion permet de retracer une série de trajectoires remarquablement claires qu'ont suivies les sédiments glaciels. En plus d'une importante langue de dispersion au sud-est de l'Islande, les cendres de 10,6 ka et de 57,5 ka ont été transportées par la glace vers l'ouest, au-delà du Groenland méridional, à travers l'est de la mer du Beaufort, puis vers le nord jusque dans la baie de Baffin et enfin peut-être vers le sud le long de la marge continentale de l'Est du Canada, en suivant la configuration donnée à la fig. 10-66. La couche de cendres la plus vieille a été observée dans l'est de l'Atlantique Nord (Ruddiman et Glover, 1972) et dans la baie de Baffin (Aksu et Piper, 1979).

Il est possible de déterminer les taux globaux d'accumulation des débris glaciels au cours du dernier cycle glaciaire, dans le centre de l'Atlantique Nord et la mer du Labrador (Ruddiman, 1977; Fillon et al., 1981b). Contrairement aux études de la marge continentale, la comparaison relative des composantes des débris terrigènes (à l'exception de la distinction entre débris volcanogènes et non volcanogènes) ne s'est pas avérée utile dans l'étude des débris glaciels (Smythe et al., 1985). En se fondant sur le calcul de la teneur en sable dans 32 carottes recueillies partout dans l'Atlantique Nord subpolaire, Ruddiman (1977) a estimé et cartographié les variations dans les vitesses d'apport du sable glaciel pour six intervalles de temps tout au long de la dernière période glaciaire, soit de 115 à 13 ka. Fillon et al. (1981b) ont fait des estimations similaires pour huit carottes provenant de l'est et du nord-est de la mer du Labrador et couvrant les 100 000 dernières années. Le sable présent dans la mer du Labrador est d'origine terrigène et glaciaire mixte; selon les estimations, environ 50 % de ce sable a subi un transport glaciel.

La configuration géographique de l'apport absolu de sable montre des taux relativement bas à des latitudes intermédiaires, et des taux élevés aux extrémités nord et sud de l'Atlantique Nord central. Le taux des apports est élevé à proximité du Groenland et de l'Islande, puis baisse entre 50°N et 60°N, pour enfin augmenter et former une crête large, allongé dans une direction est-ouest, de valeurs élevées, au sud de 50°N. Au cours de la dernière période glaciaire, cette zone de taux élevés s'est déplacée vers le sud et a subi une rotation horaire, de sorte que son orientation, qui était à l'origine est-sud-est, est devenue est-nord-est. Les gradients méridionaux abrupts coïncident avec le front polaire, qui est une zone où les eaux de surface présentent un gradient thermique élevé dont atteste les données fauniques, ce qui fait penser que la zone d'apports élevés représente un foyer de fonte de radeaux de glace.

Au cours de la dernière période glaciaire, les taux absolus d'apport de sables ont varié entre 100 et 1 000 mg/cm²/ka. Les taux globaux intégrés sur l'ensemble de l'Atlantique subpolaire ont augmenté légèrement à 115 ka (au début de l'étage 5d de la stratigraphie isotopique), puis brusquement à 75 ka (au début de l'étage 4) et ont continué à augmenter à la fin du Wisconsinien jusqu'au dernier maximum glaciaire à 20 ka. Au cours de la même période, les taux d'apport des débris glaciels sont demeurés presque constants dans la mer de Norvège, mais ont baissé avec le temps dans le nord-est de la mer du Labrador. Selon les estimations, $9,4 \times 10^{17}$ g de sable ont été transportés par la glace dans la moitié ouest de l'océan Atlantique, au sud de 65°N, durant la Glaciation du Wisconsin. Ce volume a été presque également divisé entre la mer du Labrador et la partie ouest subpolaire de l'Atlantique.

Figure 10-67. Interprétation de la paléocirculation dans l'Atlantique Nord, fondée sur la répartition des débris glaciels. (a) Étage 5a et début de l'étage 4 de la stratigraphie isotopique; (b) Wisconsinien tardif (étage 2) (d'après Fillon et al., 1981b).

Répercussions sur la circulation océanique

La répartition spatio-temporelle des débris glaciels observée, indique que la circulation dans l'Atlantique Nord était différente de celle d'aujourd'hui. Au Sangamonien tardif et au Wisconsinien précoce (de l'étage 5a jusqu'au début de l'étage 4), les apports de sable ont été élevés dans l'est de la mer du Labrador mais faibles dans le centre de l'Atlantique, ce qui porte à croire que la circulation océanique s'effectuait selon des directions opposées, à l'est et à l'ouest du Groenland méridional (fig. 10-67a). Les trajectoires suivies par les cendres de l'Islande impliquent une circulation vers le sud-est, à partir du détroit du Danemark. Si cet écoulement a été contrebalancé à l'ouest par une circulation giratoire cyclonique dans la mer du Labrador, comme l'ont proposé Fillon et al. (1981b), les icebergs vêlés par les fronts glaciaires dans l'Est du Canada auraient été retenus et auraient dérivé vers le nord avec l'eau chaude de la dérive nord-atlantique pour enfin fondre dans l'est de la mer du Labrador. Ce phénomène aurait engendré les apports élevés de sable qui y sont observés. Le prolongement de cette circulation au nord, jusque dans la baie de Baffin, aurait créé des conditions propres à la sédimentation hémipélagique comme en témoignent les sédiments qui s'y trouvent. La fraction des icebergs et de la glace de mer qui a dérivé au sud, à partir du Groenland oriental et de l'Islande, et qui n'a pas été entraînée par le courant giratoire du Labrador, aurait été détournée vers l'est et le nord-est par les eaux chaudes de la dérive nord-atlantique. Dans cette partie méridionale d'un courant giratoire de l'est de l'Atlantique, les icebergs et la glace de mer en fonte auraient rapidement relâché leurs débris et produit la zone est-ouest d'apports modérément élevés de sable. Le transfert peu important de la glace de dérive de l'est du Canada, du courant giratoire du Labrador au courant giratoire de l'est de l'Atlantique, qu'implique cette configuration de la circulation océanique, aurait maintenu le gradient d'abondance de débris continentaux qui baisse vers l'est dans la zone des apports modérément élevés de sable.

Si le courant giratoire du Labrador s'était affaibli au cours du Wisconsinien moyen et tardif, des icebergs en provenance de l'Est du Canada auraient été détournés vers l'est par le courant plus puissant de la dérive nord-atlantique. Des débris largués par les icebergs en fonte se seraient ajoutés aux débris provenant des icebergs du Groenland oriental, ce qui aurait produit les apports élevés de sable du Wisconsinien tardif (étage 2 de la stratigraphie isotopique) qui ont été relevés dans le centre sud de l'Atlantique (fig. 10-67b). L'apport accru de la glace de dérive en provenance de l'Est du Canada a dû inversé le gradient d'abondance de débris continentaux, de manière à créer la tendance observée de volumes accrus vers l'est, et a pu provoquer le détournement vers le sud et la rotation horaire de la zone à apports élevés de sable, au cours du tardi-glaciaire.

Paléo-océanographie du Quaternaire tardif

D.J.W. Piper et P.J. Mudie

L'accumulation sur le continent de nappes glaciaires majeures exige des apports considérables d'humidité au cours des phases intiales des étages glaciaires. Les auteurs reconnaissent depuis longtemps que les eaux au large de la côte Est du Canada, entre l'Inlandsis du Groenland et l'Inlandsis laurentidien, ont pu jouer un rôle majeur dans l'amorce des étages glaciaires, dans l'hémisphère Nord (Barry et al., 1975).

Les carottes de sédiments océaniques prélevées dans le nord-ouest de l'Atlantique contiennent des microfossiles sensibles à l'environnement ainsi que des sédiments qui peuvent être corrélés avec précision et raisonnablement bien datés grâce à la stratigraphie isotopique de l'oxygène. Il est possible d'estimer l'importance environnementale d'associations particulières de microfossiles (et, dans une moindre mesure, de sédiments) en les comparant aux associations observées sur le fond marin actuel, pour lequel les conditions environnementales sont connues. Les méthodes quantitatives de comparaison des associations identifiées dans la partie supérieure des carottes et des associations présentes dans la partie inférieure, exigent l'utilisation de fonctions de transfert (Imbrie et Kipp, 1971). L'analyse par régression montre que la variabilité des associations de microfossiles présentes au sommet des carottes, d'une région à l'autre, est largement attribuable à des variations dans la température de la surface de la mer, bien que la salinité ou les concentrations de substances nutritives puissent être à l'origine d'une partie de la variabilité de certains groupes de fossiles. Les interprétations fondées sur des fonctions de transfert ne sont fiables que lorsque les données provenant du haut de la carotte couvrent la gamme complète des conditions environnementales reconnues plus bas dans la carotte. Les premières applications de la méthode de la fonction de transfert (CLIMAP, 1976) étaient fondées sur un nombre insuffisant d'échantillons de la partie supérieure des carottes provenant de marge glaciaire et de haute latitude, et ont donc mené à l'interprétation erronée des conditions paléoenvironnementales de haute latitude. Par exemple, les chercheurs du projet CLIMAP (1976) ont prévu qu'à 18 ka, la mer du Labrador était entièrement recouverte de banquise; cette hypothèse s'oppose à de nombreuses données qualitatives (Vilks et Mudie, 1978; Aksu et Mudie, 1985a) qui indiquent des conditions largement libres de glace à cette époque. Ces conditions libres de glace ont été confirmées par des estimations quantitatives entreprises plus tard à l'aide des techniques du projet CLIMAP (Mudie et al., 1984)

La composition en isotopes de l'oxygène des microfossiles calcaires provenant de sédiments océaniques montre clairement que les variations majeures dans le volume des glaces et la température de la surface de la mer au cours du Quaternaire peuvent êtres mises en corrélation avec les variations calculées des paramètres de l'orbite terrestre (cycles de Milankovich) (Hays et al., 1976). Ces variations ont produit une périodicité de 41 ka reliée à l'obliquité de l'insolation, à des latitudes supérieures à 65°N, et une périodicité de 23 ka reliée à la précession, à des latitudes inférieures (Berger, 1978). En outre, une périodicité très accentuée de 95 ka est reliée en partie à l'excentricité de l'orbite et vraisemblablement aussi aux effets isostatiques (Peltier et Hyde, 1984). Il existe vraisemblablement plusieurs relations de cause à effet entre l'insolation et certains facteurs tels que la croissance ou la décrépitude des nappes glaciaires sur le continent, le dévelopement de la glace de mer et les températures à la surface de la mer. Les facteurs qui laissent une empreinte dans la stratigraphie marine peuvent généralement être datés par extrapolation, en supposant des taux de sédimentation constants; en revanche, la chronostratigraphie dans le domaine continental est généralement inadéquate pour permettre d'intégrer les données recueillies à terre. Ruddiman et MacIntyre (1984) ont montré que les estimations de la température à la surface de la mer, fondées sur les associations de microfossiles, présentent une périodicité marquée de 95 ka à toutes les latitudes; la périodicité est de 23 ka à des latitudes inférieures à 54°N, et une périodicité de 41 ka est prononcée à des latitudes plus élevées. Les deux périodes les plus longues du cycle de température à la surface de la mer, soit 95 ka et 41 ka, sont synchronisées avec les variations de la composition isotopique de l'oxygène, ce qui suggère que les températures atmosphériques régionales ont un effet régulateur. Le cycle de température à la surface de la mer de 23 ka est retardé de plusieurs milliers d'années par rapport au cycle du volume de glace, ce qui suggère que le transfert de chaleur par les icebergs et les eaux de fonte a un effet régulateur sur la température à la surface de la mer à des latitudes moyennes (Ruddiman et McIntyre, 1981b). Les icebergs en provenance de la région atlantique du Canada, du Labrador et possiblement de la baie d'Hudson auraient une importance particulière, car ils sont alimentés par l'accumulation de la glace à de basses latitudes. La stratigraphie isotopique de l'oxygène, qui peut être établie à partir des compositions isotopiques conservées dans les foraminifères planctoniques, témoigne de l'existence des périodes majeures d'apport d'eau de fonte d'origine continentale, lesquelles périodes sont vraisemblablement associées à des phases de retrait glaciaire rapide. Des phases d'apport rapide en débris glaciels ont également été corrélées avec des périodes de retrait glaciaire rapide et de fragmentation de vastes plates-formes de glace (Ruddiman, 1977; Fillon et al., 1981b).

Des carottes longues prélevées en eau profonde et à haute latitude, dans l'Atlantique Nord (Jellinek, 1985) et dans l'océan Arctique (Boyd et al., 1984), fournissent des données détaillées sur les changements de la température à la surface de la mer au cours du dernier million d'années. Ces données montrent que l'amplitude de la composante de 95 ka liée à l'excentricité de l'orbite terrestre a augmenté progressivement tout au long du Pléistocène moyen jusqu'à vers 0,45 Ma, après quoi des oscillations très importantes de l'amplitude sont devenues presques constantes. D'autres variations cycliques qui correspondent à des changements dans l'obliquité (41 ka) et la précession (23 ka) sont superposées sur ce spectre dominant; leur amplitude devient plus irrégulière après environ 0,6 Ma (obliquité) et 0,8 Ma (précession). En outre, certaines données stratigraphiques détaillées de l'Atlantique Nord (Jellinek, 1985) révèlent la présence de spectres additionnels, caractérisés par des périodes de 54 ka et de 31 ka, qui semblent être des composantes secondaires du spectre de l'obliquité. Ces composantes secondaires suggèrent que certains processus importants pourraient transformer l'effet produit par des forces externes mineures en une réponse climatique plus vaste, et indiquent que les signaux spectraux de grande amplitude qui sont reconnus dans les données abyssales ne doivent pas nécessairement être corrélés avec les cycles tripartites classiques de Milankovich dont les périodes sont de 95 ka, de 41 ka et de 23 ka.

Des carottes longues prélevées dans la mer du Labrador et la baie de Baffin fournissent une synthèse des changements environnementaux survenus au début et à la fin de la glaciation dans l'Est du Canada depuis l'étage 9 de la stratigraphie isotopique (276 ka). Bien que des éléments similaires soient enregistrés à la plupart des transitions interglaciaires-glaciaires, les données les plus significatives du début de la glaciation se situent entre l'étage interglaciaire 7 et l'étage glaciaire 6 (l'Illinoien tardif de la stratigraphie continentale). Durant la première partie de l'étage 6, qui a été l'une des périodes glaciaires les plus intenses du Quaternaire moyen, pour laquelle les données isotopiques indiquent la présence d'un volume considérable de glace sur le continent, des eaux chaudes ont persisté dans l'Atlantique Nord (Ruddiman et McIntyre, 1981b et 1984). Des associations de microfossiles de la mer du Labrador (Aksu et Mudie, 1985a) et de la baie de Baffin (Mudie et Aksu, 1984; Aksu, 1985c) indiquent également la présence d'eau chaude à cette époque. Ces associations contiennent un nombre élevé de radiolaires, de foraminifères planctoniques subarctiques et de dinoflagellés; des faunes d'eau chaude sont présentes sur la côte de l'île de Baffin (Feyling-Hanssen, 1985), et les pollens boréaux *Alnus* et *Picea* sont fréquents. Ces microfossiles suggèrent qu'il y a eu advection d'eau chaude et d'air chaud au moins dans l'est de la mer du Labrador, le détroit de Davis et la baie de Baffin, durant la première partie de l'étage 6 de la stratigraphie isotopique. Cette configuration océanique, qui présente un gradient thermique élevé entre la terre englacée et l'océan beaucoup plus chaud, crée des conditions optimales pour la croissance des nappes glaciaires en fournissant une source locale d'humidité et en canalisant les tempêtes chargées d'humidité jusque dans la mer du Labrador et la baie de Baffin. Un gradient thermique élevé similaire, auquel serait associé des tempêtes violentes, a pu exister le long de la marge sud-est du Canada, entre les calottes glaciaires des Provinces maritimes et le Gulf Stream (Alam et al., 1983). Au cours de l'étage 6 de la stratigraphie isotopique, le passage à des associations de fossiles caractéristiques de milieux beaucoup plus froids a lieu vers le milieu de l'étage, et peut indiquer le déplacement vers le sud du front polaire, la prédominance de la masse d'air arctique beaucoup plus froide et sèche de l'ouest, et le déplacement vers le sud du courant chaud du Groenland occidental, ce qui a mené à la formation de glace de mer étendue dans la baie de Baffin et l'ouest de la mer du Labrador. La répartition de débris glaciels wisconsiniens indique qu'un changement comparable s'est produit entre les étages 4 et 2 de la stratigraphie isotopique (voir la section précédente).

Le passage des conditions glaciaires aux conditions interglaciaires est mieux connu, grâce à l'abondance de renseignements tirés des carottes recoupant la coupe de la fin de la glaciation du Wisconsinien tardif, entre les étages 2 et 1. La fin d'une glaciation majeure, comme celles qui se sont produites de l'étage 6 à l'étage 5e et de l'étage 2 à l'étage 1, est marquée par un changement très rapide dans le volume de glace à l'échelle du globe et une montée correspondante du niveau marin dans la plupart des régions. Dans l'Atlantique Nord, la fin des glaciations majeures est marquée par des sédiments qui sont presque entièrement dépourvus de microfossiles planctoniques mais qui contiennent des débris glaciels abondants, que Ruddiman et McIntyre (1981a) ont interprétés comme étant le produit d'une couche superficielle d'eau de fonte glaciaire mal mélangée, à faible salinité. Dans la mer du Labrador, un intervalle similaire caractérisé par une faible abondance de foraminifères planctoniques et par une augmentation brusque du nombre de diatomées et de dinoflagellés, indique probablement que les conditions locales ont favorisé une productivité primaire élevée (Aksu et Mudie, 1985b; Mudie et Aksu, 1984). La reprise de la circulation océanique à partir de l'océan Arctique en passant par les chenaux interinsulaires de l'Arctique peut également avoir contribué à la formation d'une couche superficielle à faible salinité mais riche en substances nutritives.

Au cours des périodes interglaciaires, comme l'étage 5a, la composition isotopique de l'oxygène à la surface de la partie nord-est de la mer du Labrador était similaire à celle des mers du Groenland et de Norvège; ce phénomène indique qu'il y a eu mélange considérable des eaux océaniques transportées par les courants du Groenland occidental et oriental. Or, la valeur du rapport $\delta^{18}O$ de l'eau de mer a diminué vers le sud d'environ 2,5 ‰ dans la baie de Baffin, et de 1 ‰ dans le détroit de Davis et le nord-ouest de la mer du Labrador; cette diminution reflète l'apport continu d'eaux de fonte provenant des calottes glaciaires jouxtant la baie de Baffin et l'océan Arctique, et le mélange des eaux des courants de Baffin et du Labrador à celles du courant du Groenland occidental.

Les séquences sédimentaires, de la baie de Baffin jusqu'à la plate-forme Néo-Écossaise, reflètent l'évolution du courant du Labrador au cours de la dernière déglaciation (étages 2 à 1). Les microfossiles reconnus dans les bassins de la plate-forme du Labrador, de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, de la plate-forme Néo-Écossaise (Scott et al., 1984b) et de la plate-forme de Baffin (Osterman, 1982; Jennings, 1985) indiquent qu'il y a eu quatre phases dans l'évolution holocène du courant du Labrador. Jusqu'à vers 10 ka, les eaux de la plate-forme continentale ont été dominées par des eaux de fonte glaciaire turbides locales. De 10 ka à 7 ka, les conditions environnementales de la plate-forme continentale devaient être similaires à celles qui sont associées de nos jours au courant du Labrador externe, qui est largement approvisionné par les eaux du courant du Groenland occidental. Vers 7 ka au sud et jusqu'à 5 ka plus au nord, les associations de foraminifères indiquent qu'il y a eu réchauffement considérable dans l'ensemble de la région, de la baie Frobisher (Osterman, 1982) jusqu'à la plate-forme Néo-Écossaise (Scott et al., 1984b). Ce réchauffement a été suivi par une tendance au refroidissement qui a commencé vers 5 ka sur la plate-forme interne, et qui s'est accru dans la couche superficielle vers 2,5 ka. Ce refroidissement semble refléter une dominance accrue de la partie interne du courant du Labrador. Cette situation est attribuable à un léger déplacement vers le sud de la dérive nord-atlantique (Sancetta et al., 1973) au cours de l'Holocène tardif, ce qui a affaibli le courant du Groenland occidental et augmenté la force du courant froid de Baffin. Dans l'île de Baffin, la néoglaciation a commencé vers 3,5 ka et l'avancée la plus étendue a pris fin au XIX^{e} siècle (Andrews et al., 1984). Une comparaison des pollens et des microfossiles benthiques et planctoniques porte à croire que le réchauffement et le refroidissement se produisent d'abord dans les eaux de surface, et qu'il y a un retard de milliers d'années dans le changement de température des eaux de fond et dans le changement climatique indiqué par les pollens terrestres (Balsam et Heuser, 1976; Mudie, 1980; Scott et al., 1984b). Ce refroidissement et cette intensification tardi-holocènes du

courant du Labrador, sur la plate-forme continentale, sont accompagnés d'un refroidissement des eaux de surface et d'une intensification du sous-courant occidental côtier, sur le talus et le glacis (Schafer et al., 1985).

Modèles de sédimentation glaciomarine
D.J.W. Piper

Une grande partie de la coupe quaternaire au large de la côte Est du Canada s'est accumulée dans des milieux glaciomarins. Il importe de bien connaître les processus sédimentologiques qui opèrent dans ces milieux afin de comprendre la genèse des sédiments extracôtiers et la nature des conditions glaciaires qui ont accompagné le dépôt des sédiments, et de mieux comprendre les processus de la sédimentation glaciomarine.

L'étude classique de Carey et Ahmad (1961), qui est fondé principalement sur l'étude de roches glaciomarines préquaternaires et sur une connaissance presque inexistante de l'Antarctique, a dominé pendant 20 ans les hypothèses sur l'origine des sédiments glaciomarins. Toutefois, au cours des 10 dernières années, les scientifiques ont recueilli de nouvelles données importantes sur les milieux glaciomarins actuels (Molnia, 1983), notamment en Alaska (Powell, 1984), au Svalbard (Elverhoi, 1984), et dans l'Antarctique (Orheim et Elverhoi, 1981; Anderson et al., 1983, 1984; Anderson, 1985).

Le comportement de la glace de glacier dépend largement de ses caractéristiques thermiques (Sugden et John, 1976; Paterson, 1981); la glace chaude (à la température de fusion sous pression) tend à s'écouler plus rapidement et présente des contraintes de cisaillement basal moins élevées que la glace froide. Le débit glaciaire peut être régularisé par les liens qui existent entre l'épaisseur de la glace, sa température et sa vitesse. Le régime thermique de la glace de glacier, au-dessus et au niveau du lit, influent de façon complexe sur l'incorporation, la répartition et la durée de rétention des débris. Une grande partie du mouvement basal des glaciers tempérés a lieu grâce à la déformation du substratum de till (Boulton et Jones, 1979).

Le régime thermique et la capacité érosive des nappes glaciaires pléistocènes demeurent inconnus. Sur la marge continentale de l'Est du Canada, les glaces pléistocènes de hautes latitudes étaient en grande partie confinées topographiquement aux fjords et aux cuvettes transversales. À des latitudes inférieures, la glace semble avoir été beaucoup plus étendue sur les plates-formes continentales. La marge méridionale de l'Inlandsis laurentidien semble avoir été caractérisée par de la glace chaude, peu épaisse (Boulton et Jones, 1979). Il est donc difficile de trouver des analogues récents aux nappes glaciaires qui ont abouti dans les eaux marines du sud-est du Canada : les glaces antarctiques sont trop froides, et les glaces tempérées modernes de latitude intermédiaire forment des glaciers de vallée, et non pas des nappes glaciaires. La glace qui se trouvait dans les régions telles que la plate-forme Néo-Écossaise et la baie de Fundy était caractérisée par un drainage sous-glaciaire étendu; le réseau complexe de chenaux que crée les eaux de fonte n'a pas été reconnu sur les plates-formes du Labrador et de Baffin.

Les volumes de sédiments transportés jusqu'à la mer par la glace dépend du type de glacier et de sa dynamique d'écoulement (Powell, 1984). Les glaciers de vallée et les glaciers émissaires contiennent beaucoup plus de débris supraglaciaires que les nappes glaciaires continentales. Le mode de sédimentation à une marge glaciaire marine dépend de la nature de la marge glaciaire, à savoir s'il s'agit d'un glacier de marée, d'une marge de vêlage en eau profonde ou d'une plate-forme de glace flottante.

Powell (1984) a reconnu quatre zones de sédimentation glaciomarine. La zone sous-glaciaire constitue le site de sédimentation de la glace ancrée et est analogue à la sédimentation sous-glaciaire sur le continent. La zone juxtaglaciaire est complexe, et comprend des dépôts mis en place à la limite d'ancrage et immédiatement au front marin. La zone de plate-forme glaciaire existe là où une plate-forme glaciaire ou une langue de glace flottante se forme au large de la limite d'ancrage. La zone d'icebergs se trouve au-delà des limites de la glace continue.

Le till qui est reconnu acoustiquement à l'aide de profils sismiques de haute résolution, sur les plates-formes continentales de l'Est du Canada, est interprété comme un dépôt d'une zone sous-glaciaire ou localement, d'une zone juxtaglaciaire. La géométrie des langues de till porte à croire que les crêtes morainiques régionales représentent des dépôts mis en place à une limite d'ancrage oscillante (King et Fader, 1986). Les échantillons de till sont souvent surconsolidés. Bien que les diamictons à galets de délestage qui sont mis en place dans la zone de plate-forme glaciaire puissent avoir une texture similaire à celle du till sous-glaciaire, les profils sismiques ne présentent aucun indice apparent du passage progressif du « till » à des faciès stratifiés; le contact des langues de till et des sédiments stratifiés est abrupt. Les moraines de désancrage représentent la transition des glaces ancrées aux glaces flottantes (King et Fader, 1986). L'étude de profils acoustiques de haute résolution semble donc permettre de différencier les tills mis en place par des glaces ancrées et les diamictons déposés sous des glaces flottantes.

Les faciès acoustiques transparents qui sont développés à certains endroits, comme dans les bassins profonds du détroit d'Hudson et du lac Melville, peuvent représenter des coulées de débris ou encore du till aqueux déposé par fusion de la face inférieure de la glace flottante qui était parfois à peine supportée hydrostatiquement (Dreimanis et Lundqvist, 1984).

Une série complexe de processus a été observée à la limite d'ancrage des glaciers actuels (Powell, 1984; Elverhoi et al., 1980). Lorsque la limite d'ancrage demeure stationnaire et que la glace contient une quantité suffisante de sédiments, il y a création de crêtes morainiques qui, dans les glaciers de marée, peuvent mener à des avancées mineures lorsqu'elles réduisent l'exposition de la glace à la mer. La fluctuation des limites d'ancrage peut provoquer une érosion des sédiments juxtaglaciaires (Elverhoi, 1984). De cette façon, il peut y avoir incorporation de faunes marines juxtaglaciaires dans les diamictons qui ressemblent à du till (Josenhans et al., 1986). La dispersion et le taux de fonte d'icebergs riches en sédiments influencent la nature des sédiments juxtaglaciaires, notamment lorsque les icebergs contiennent des volumes importants de sédiments supraglaciaires. La sédimentation sur des talus abrupts ou le surraidissement à la limite d'ancrage peuvent produire des écoulements gravitaires de sédiments (Kurtz et Anderson, 1979) dont les dépôts les plus fins ne peuvent pas être distingués des dépôts de deltas de sandurs (Kontopoulos et Piper, 1982b; Syvitski et al., 1986),

Tableau 10-8. Bilan sédimentaire du Quaternaire moyen et tardif, au large de la côte Est du Canada et dans les zones marines adjacentes.

	Superficie	Épaisseur Moyenne	Volume	Références et notes
	$x10^3$ km^2	m	$x10^6$ km^3	
Source				
Bouclier canadien et bassins internes	3 600	?	?	1
Bassins et cuvettes de plates-formes	400	200	80	2
Pièges à sédiments				
Plate-forme Néo-Écossaise, golfe du Maine, golfe du Saint-Laurent	300	50	15	3
Grands Bancs	150	20	3	3
Plate-forme du Labrador et plate-forme nord-est de Terre-Neuve	150	60	9	3
Détroit d'Hudson, plates-formes de Baffin	150	50	7,5	3
Talus et glacis Néo-Écossais	180	200	36	4
Talus et glacis des Grands Bancs	200	150	30	5
Talus et glacis du Labrador et du nord-est de Terre-Neuve	300	200	60	6
Talus de Baffin	100	50	5	7
Plaine Sohm	1100	100	110	8
Bassin de Terre-Neuve	200	50	10	5
CMONOA à l'ouest du dôme Orphan	30	50	1,5	5
Bassin du Labrador septentrional (90 %)	120	80	9,6	6
Bassin de la baie de Baffin (50 %)	25	100	2,5	7

Références et notes

1. Toutes les régions dont les eaux s'écoulent dans la baie de Baffin, la mer du Labrador et le nord-ouest de l'Atlantique, à l'est du banc de Georges, d'après les trajectoires de la glace proposées par Dyke et al. (1982). Cette région est limitée par la ligne de partage des glaces de McClintock, le dôme d'Hudson et la partie sud-ouest de la ligne de partage des glaces du Labrador.

   L'épaisseur moyenne des sédiments érodés est inconnue : le bilan sédimentaire dépend largement des estimations incertaines de l'épaisseur des sédiments dans la plaine Sohm, mais l'érosion semble avoir enlevé des dizaines de mètres de sédiments (voir la discussion dans le texte).

2. Zones de cuvettes (cols) transversales et marginales sur la plate-forme continentale, y compris le détroit d'Hudson et les zones d'eau profonde au nord et au sud-est de l'île Southampton, du détroit de Lancaster et du détroit de Jones. La profondeur moyenne du surcreusement de la plate-forme continentale régionale est établie à 200 m, ce qui suppose que toutes les cuvettes étaient des vallées avant d'être surcreusées par les glaces.

3. Les épaisseurs sont fondées sur la cartographie régionale décrite dans le présent chapitre et présentée à la figure 3 (en pochette).

4. L'épaisseur est fondée sur Piper et al. (1986b), après modification pour tenir compte des données sismiques régionales inédites.

5. L'estimation est fondée sur des données provenant de la marge du Labrador et de la marge Néo-Écossaise. CMONOA est l'acronyme du canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique.

6. Épaisseurs tirées de Myers (1986).

7. L'épaisseur est extrapolée à partir de profils de sismique-réflexion régionaux inédits, établis pour le site 645 du Programme de sondage des fonds marins (Srivastava et al., 1986).

8. Cette épaisseur est essentielle à l'équilibre global du bilan. Laine (1980) a utilisé une épaisseur de 320 m, chiffre qui comprend une quantité considérable de sédiments du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur. L'estimation est fondée sur des épaisseurs calculées dans la partie inférieure du cône Laurentien (Wilson et Piper, 1986) et extrapolées vers le large, après une correction pour tenir compte de l'amincissement régional.

et dont les diamictons plus grossiers ressemblent parfois à du till. Les eaux de fonte sous-glaciaires peuvent transporter du sable et du gravier (déposés sous forme de barres de fanglomérats à l'embouchure ou resédimentés sur les talus abrupts), ainsi que de la boue (sous forme d'un panache de sédiments de débordement ou d'écoulement de subsurface). Ces matériaux sont probablement plus volumineux dans les glaciers de marée tempérés, à base en fusion (Powell, 1984); en outre, les dépôts épais juxtaglaciaires de cours d'eau et de panaches sont probablement les dépôts qui se forment le plus fréquemment dans les fjords au cours de la dernière phase du retrait glaciaire (par ex., Clague et Hicock, 1976; Kontopoulos et Piper, 1982b). Il est difficile d'utiliser les associations de microfossiles pour distinguer les sédiments de la zone juxtaglaciaire des sédiments de la zone de plate-forme glaciaire, mais les macrofaunes pourraient se révéler plus utiles (Farrow et al., 1989). L'abondance de la microflore, notamment des diatomées, pourrait indiquer une remontée d'eau marine, qui peut se produire en bordure de la glace ancrée ou flottante.

Au large de la côte Est du Canada, des séquences épaisses de till glaciaire et de sédiments glaciomarins stratifiés (Silt d'Emerald ou dépôts équivalents) sont observées généralement à des endroits où il existe un substratum rocheux sédimentaire tendre, là où la glace basale pouvait entraîner une proportion élevée de matériaux fins. Sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs, le faciès A du Silt d'Emerald, qui est latéralement équivalent aux langues de till et aux crêtes morainiques, est considéré comme ayant été déposé sous une plate-forme glaciaire. Il contient une faune limitée et moule la topographie préexistante. On ne connaît pas le degré de stabilité qu'avait la plate-forme de glace tempérée qui était située à la marge sud de l'Inlandsis laurentidien. Les plates-formes glaciaires sont plus stables lorsqu'elles sont ancrées dans des baies. Elles sont très sensibles aux fluctuations du niveau marin. La baisse du niveau marin permet le développement de dômes de glace qui peuvent aider à endiguer et donc à stabiliser une nappe glaciaire dans une baie. La montée du niveau marin peut faire disparaître le point d'ancrage et mener à la fragmentation d'une plate-forme glaciaire dans une baie de vêlage, ce qui à son tour entraîne le retrait rapide de la nappe glaciaire. Ce processus a sans doute beaucoup contribué au retrait rapide des glaces du Wisconsinien tardif (Denton et Hughes, 1981; Dyke et al., 1982). La baisse progressive du niveau marin due à l'augmentation des volumes de glace à l'échelle du globe au cours d'une grande partie de l'étage 3 de la stratigraphie isotopique a produit des conditions qui ont favorisé davantage le maintien des plates-formes glaciaires situées dans les baies du sud-est du Canada. Il faudra obtenir beaucoup plus de renseignements sur les changements du niveau marin relatif au cours du Wisconsinien moyen afin de pouvoir évaluer la théorie des plates-formes glaciaires[†].

Il est difficile d'évaluer les processus qui ont joué dans les régions situées entre les bassins, dans lesquelles sont conservés des sédiments glaciomarins. Dans le sud-est du Canada, les données du domaine continental concernant la fin du Wisonsinien moyen et du Wisconsinien tardif font penser que la glace se présentait en grande partie sous forme de lobes dans les basses terres. Des conditions relativement similaires ont existé le long de la côte de l'île de Baffin. Ainsi, la glace sur la plate-forme Néo-Écossaise a-t-elle été limitée à des lobes remplissant les bassins, avec le développement de plaines d'épandage périglaciaires sur tous les bancs? Était-elle au contraire plus étendue, couvrant l'ensemble du banc de l'île de Sable et du Banquereau, sauf le bord externe? Des questions similaires se posent dans le cas des plates-formes du Labrador et de Baffin, bien qu'à ces endroits, l'histoire soit rendue plus complexe par les problèmes de datation.

Au moment de la rédaction du présent volume (1985), le détail des processus qui ont mené à la construction de formes telles que des langues de till et des moraines de désancrage, est mal connu. Ces formes sont reconnues grâce à leur signature acoustique, mais elles n'ont pas été échantillonnées en détail, et leur nature lithologique demeure problématique. Elles ont été le mieux étudiées dans les baies du bassin d'Émeraude et dans le golfe du Maine. Il faudra étudier davantage la variabilité de ces formes, notamment dans des milieux moins confinés, ainsi que leurs liens avec les formes qui ont pu être produites par la déformation des sédiments sous les glaces ancrées, telles que les crêtes transversales proéminentes au nord-est de la baie de la Conception, sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve. Il faudra également étudier davantage la zone côtière du Maine, où des formes similaires à des moraines de désancrage sont observées sur le continent (Smith, 1981), de même que le mode de sédimentation sous les plates-formes glaciaires actuelles (Anderson, 1985).

Aucun indice géométrique n'existe qui témoigne des conditions de plate-forme glaciaire au cours de la mise en place du faciès B du Silt d'Emerald; toutefois, la faune y est plus variée et les sédiments y ont un aspect plus confiné. Les dinoflagellés y sont peu nombreux, mais témoignent d'eau superficielle froide, plutôt douce et possiblement turbide. Ce faciès sédimentaire a dû s'accumuler dans la zone d'icebergs, où la production d'eau de fonte et de sédiments en suspension était relativement élevée. De nombreux mécanismes ont pu produire la zonation caractéristique du faciès B du Silt d'Emerald qui est visible dans les enregistrements acoustiques et les carottes; le facteur le plus important est sans doute le taux de bioturbation peu élevé qui est attribué à une faible productivité superficielle et à des taux de sédimentation élevés. La zonation peut avoir des origines différentes à différents endroits. Nous ne pouvons pas encore proposer des critères généralisés qui permettent de distinguer la sédimentation qui a eu lieu au Quaternaire tardif dans la zone d'icebergs et la zone des plates-formes glaciaires, au large de la côte Est.

Les séquences épaisses de sédiments du Silt d'Emerald de la plate-forme Néo-Écossaise et les couches équivalentes qui sont reconnues ailleurs, par exemple dans le détroit d'Hudson, contiennent des disconformités étendues. Nous ne savons pas si ces disconformités représentent des changements dans les conditions océanographiques ou si elles résultent de minces avancées glaciaires tardives ayant de faibles contraintes de cisaillement basal.

Il existe un contraste sédimentologique, faunique et acoustique marqué entre les sédiments proglaciaires et les boues de bassin sus-jacentes, sur la plate-forme continentale de l'Est. L'Argile de LaHave est bioturbée et contient une association plus variée de microfossiles. Les sédiments sont confinés et forment des séquences à biseaux d'aggradation dans les bassins, plutôt que d'y épouser la

[†] Voir l'addenda.

phie pré-existante, ce qui reflète le rôle beaucoup plus important de la remise en suspension près du fond (vraisemblablement par les vagues et les courants), comparativement au dépôt de sédiments en suspension. La teneur élevée en carbone organique des sédiments a mené à l'accumulation locale de volumes considérables de méthane biogène (Vilks et Rashid, 1977).

Processus de sédimentation en eau profonde

P.R. Hill et D.J.W. Piper

Les processus de sédimentation qui ont opéré en eau profonde au large de la côte Est du Canada, durant le Quaternaire, reflètent un moins grand nombre d'effets directs de la glaciation. Il existe néanmoins un contraste remarquable entre les processus wisconsiniens et holocènes, qui est attribué au transport de volumes accrus de sédiments en eau profonde et à des variations du niveau marin. Les décrochements et les courants de turbidité abondent dans les étages glaciaires quaternaires, et sont accompagnés d'un taux plus élevé de sédimentation hémipélagique. En eau profonde, les changements dans la profondeur de la lysocline influencent la conservation des boues carbonatées.

Glissements de sédiments

Les glissements sont définis comme des mouvements de sédiments essentiellement rigides, sans déformation interne, le long de plans de cisaillement distincts (Nardin et al., 1979). Un glissement se produit lorsque les contraintes de cisaillement qui résultent de la charge sédimentaire dépassent la résistance au cisaillement des sédiments le long du plan de rupture. Des analyses de la stabilité des talus continentaux actuels, dont le talus de Saint-Pierre (Moran et Hurlbut, 1986), indiquent que la plupart des talus sont stables lorsque les conditions demeurent statiques; or, il existe des indices étendus de glissements récents (par ex., l'évènement des « Grands Bancs » de 1929) et de glissements wisconsiniens, sur les talus continentaux de l'Est du Canada.

L'événement survenu sur les Grands Bancs en 1929 a été déclenché par un séisme puissant de magnitude 7,2. Les accélérations du sol produites par le séisme ont dû causer une surcharge dynamique des sédiments; l'augmentation de la pression interstitielle et la réduction dans la contrainte effective qui en ont résulté ont réduit la résistance au cisaillement des sédiments, provoquant ainsi leur rupture (Piper et al., 1988). Piper et al. (1985a) ont proposé une origine similaire pour un glissement survenu au Wisconsinien tardif sur le talus Néo-Écossais. Dans les deux cas, la rupture a été plus prononcée dans les sédiments silteux situés directement en aval des langues de till. Ces sédiments sont les plus sensibles à la rupture lorsqu'ils sont soumis à des surcharges cycliques (J.-M. Konrad, communication personnelle, 1986).

Dans des conditions non drainées, il peut y avoir rupture par suite d'un chargement rapide des sédiments. Des conditions de sédimentation rapide ont pu exister dans les sédiments du talus qui ont été mis en place au cours du Wisconsinien, dans des régions proglaciaires telles qu'au large des cuvettes transversales de la plate-forme Néo-Écossaise (Piper et Sparkes, 1987). Ce genre de glissement est susceptible de se produire à maintes reprises dans une même région, et donne des faciès de sédiments très complexes (Hill, 1984). Par opposition, les ruptures attribuées à des séismes importants peuvent être isolées dans le temps et l'espace.

Les sédiments peuvent également glisser dans des conditions drainées, mais ce genre de rupture, qui dépend de l'angle effectif du frottement interne des sédiments constituants, se produit uniquement sur des talus à pente très raide. Sur la marge médio-atlantique américaine, des mesures géotechniques indiquent que seules les pentes supérieures à 27° seraient instables dans de telles conditions (Almagor et al., 1984). Il faudrait s'attendre à obtenir des résultats similaires sur la marge continentale de l'Est du Canada, et ce mécanisme serait donc limité à certaines régions, comme les parois abruptes des chenaux sous-marins.

Un mécanisme de reptation in situ peut accroître la possibilité des glissements de talus. Ce mécanisme est défini comme une déformation qui se produit avec le temps sous une charge constante. La reptation peut se produire dans des sédiments où les contraintes de cisaillement sont aussi faibles que 5 % de la résistance du matériel, et elle peut entraîner une rupture éventuelle (Bishop et Lovenbury, 1969). Ce mécanisme peut mener au plissement des sédiments et à leur déplacement vers le bas de la pente (Hill et al., 1982; Watkins et Kraft, 1978). Des plis pouvant être reliés à la reptation ont été observés sur le talus Néo-Écossais (Piper et al., 1985a) et le talus de Beaufort (Hill et al., 1982). Les processus de reptation pourraient jouer un rôle important dans la stabilité du talus en réduisant la contrainte requise pour provoquer la rupture dans des conditions drainées ou non drainées.

Coulées de débris et courants de turbidité

Les coulées de débris sont intimement reliées aux processus de rupture des talus. Lorsque les sédiments descendent la pente, le glissement peut devenir suffisamment agité pour remanier les sédiments et y incorporer de l'eau (Hampton, 1970). Ce remaniement des sédiments provoque une perte de résistance, de sorte que la possibilité de développer des coulées de débris est relié à la « sensibilité » des sédiments qui s'exprime par le rapport de la résistance du sédiment intact à la résistance du sédiment remanié. La coulée de débris dévale la pente sous forme d'un fluide visqueux, et la matrice de boue supporte de grands clastes de roches ou de sédiments originels intacts (Hampton, 1970). Des dépôts de coulées de débris du Pléistocène tardif ont été reconnus à de nombreux endroits sur le talus Néo-Écossais (Piper et., 1985a) et dans la passe Flamande (Pereira et al., 1985), et des dépôts de ce genre ont été formés lors du séisme qui a secoué les Grands Bancs en 1929 (Piper et al., 1985b).

L'incorporation de l'eau à la surface supérieure d'une coulée de débris peut provoquer l'entraînement de sédiments en une suspension turbulente (Hampton, 1970). Le mélange de sédiments et d'eau peut devenir suffisamment dense pour produire un courant de turbidité (Middleton et Southard, 1984). L'abondance considérable de turbidites au cours d'intervalles glaciaires est probablement reliée au glissement de sédiments glaciaires qui se sont accumulés rapidement sur la partie supérieure du talus continental (Wright et Anderson, 1982). Certains auteurs ont proposé que l'eau douce turbide et froide qui se versait directement dans la mer a pu être suffisamment dense pour se comporter en courant de turbidité, mais ce processus n'a

pas été démontré de façon convainquante. Des courants de turbidité sont également produits par des courants provoqués par les vagues dans la partie amont de canyons sous-marins présents en eau peu profonde (Fukushima et al., 1985); ce processus a pu être important sur la marge Néo-Écossaise et la marge des Grands Bancs, lorsque le niveau marin était bas.

La granulométrie des sédiments transportés dans un courant de turbidité influe considérablement sur le comportement du courant (Bowen et al., 1984). Les courants de turbidité sableux sont rapides, peuvent éroder des sédiments plus anciens dans les chenaux et tendent à déposer de grands lobes de sédiments à l'extrémité des réseaux de chenaux. La présence de gravier (transporté par la glace flottante ou les coulées de débris) empêche l'érosion par ces courants. Les courants de turbidité boueux sont généralement lents et épais (Stow et Bowen, 1980) et construisent souvent des levées. Toutefois, le débordement de coulées plus épaisses entraîne le tri aval progressif de la turbidite (Flood et Damuth, 1987). Les courants de turbidité moins importants déposent la plus grande partie de leur charge sur le talus ou le glacis, et très peu des grands courants de turbidité ne se rendent jusqu'aux plaines abyssales (Piper et Normark, 1983).

La configuration glaciaire wisconsinienne liée à l'avancée glaciaire majeure qui a traversé la plate-forme au Wisconsinien moyen ainsi qu'à la phase de retrait progressif ultérieure aurait produit une configuration parallèle de sédimentation abyssale. Les nappes glaciaires qui ont traversé la plate-forme ont transporté du sable jusqu'au talus supérieur, et une partie de ce sable a été déposée sur le talus et une partie transportée en eau profonde en créant des chenaux sur le talus et le glacis. Durant le retrait de la glace sur la plate-forme, des volumes considérables de sédiments en suspension ont été transportés par épandage jusqu'au talus continental. Les glissements de ces sédiments auraient produit des courants de turbidité boueux et épais qui ont construit des levées et fournit des sédiments aux couches néphéloïdes maintenues par la circulation des eaux de fond. Au cours de l'Holocène, il n'y a pas eu d'apport de sédiments jusqu'au talus continental, et le transport par les courants de turbidité et l'accumulation de sédiments hémipélagiques ont cessé presque complètement. De temps en temps, des séismes puissants ont déclenché des courants de turbidité importants qui étaient soit boueux, soit sableux, selon la géologie du secteur de l'épicentre. Par exemple, le séisme qui a ébranlé les Grands Bancs en 1929 a produit un courant de turbidité très sableux (Piper et al., 1988). La baisse considérable du niveau marin, dans les régions où l'accore est peu profond, pourrait également avoir déclenché des courants de turbidité sableux pendant un courte période de temps au Wisconsinien tardif.

Transport de sédiments par les courants de fond

Le transport et le dépôt de sédiments par de puissants courants de contour sur le fond marin a beaucoup contribué au développement des séquences sédimentaires du Cénozoïque supérieur sur la marge continentale de l'Est du Canada. Au cours du Miocène tardif et du Pliocène, il y a eu accumulation importante de sédiments de courants de dérive dans le bassin de l'Atlantique Nord, y compris la mer du Labrador et la marge est des États-Unis. Dans la mer du Labrador, la croissance de ces dépôts de courants de dérive a ralenti au Quaternaire, tandis qu'à certains endroits sur la marge américaine, les dépôts pliocènes ont été érodés au cours du Pléistocène et plus tard n'ont été recouverts que d'un mince placage de sédiments holocènes. Les processus sédimentologiques holocènes qui sont associés aux courants de fond sont décrits au chapitre 11.

La symétrie marquée des levées du cône Laurentien atteste l'importance des courants de fond pléistocènes qui ont transporté les composantes fines des courants de turbidité vers le sud-ouest, le long du glacis. Un tel transport de boues peut également être un facteur important qui empêche la croissance de cônes abyssaux proéminents sur la marge continentale de l'Est du Canada. L'occurrence d'accumulations épaisses de boues d'origine continentale dans les intervalles glaciaires, dans les monts sous-marins Fogo, témoigne de l'importance de la sédimentation par la couche néphéloïde au cours des maximums glaciaires; or, nous ne savons pas si la couche néphéloïde a été alimentée principalement par un écoulement turbide à la marge glaciaire ou par des courants de turbidité.

Les fluctuations dans la source des eaux de fond du sous-courant occidental côtier et dans la vitesse du courant sont mal connues. Plusieurs auteurs (Schnitker, 1974, 1979; Lohmann, 1978; Streeter et Shackleton, 1979; Balsam, 1981) se sont fondés sur la répartition des foraminifères benthiques du Pléistocène tardif pour déduire qu'il y a eu changement dans la répartition de l'Eau de fond antarctique et les eaux connexes, comparativement à l'Eau profonde nord-atlantique. Les apports d'Eau profonde nord-atlantique bien oxygénée semblent avoir été peu importants au cours de la plupart des étages glaciaires. La réduction dans l'accumulation des sédiments glaciaires dans la mer du Labrador au cours du Quaternaire, comparativement au Pliocène, et l'intensification du sous-courant occidental côtier dans la mer du Labrador au cours de l'Holocène (Schafer et al., 1985), sont vraisemblablement reliées à des changements dans la circulation de l'Eau profonde nord-atlantique. Par opposition, l'activité des courants de fond semble avoir été plus intense à certains endroits sur le glacis au large des États-Unis au cours des étages glaciaires du Pléistocène qu'au cours du Pliocène ou de l'Holocène (par exemple, van Hinte et al., 1987)

Sédimentation pélagique

Les changements qui sont survenus dans le mode de sédimentation pélagique lorsque les conditions glaciaires ont changé peuvent être analysés d'après les diverses composantes des sédiments pélagiques. Les fluctuations dans l'abondance et la source des débris glaciels et du transport néphéloïde de boue ont fait l'objet de discussions ci-dessus. Les changements dans la productivité des eaux superficielles peuvent fortement influencer la nature des sédiments pélagiques : par exemple, l'abondance de sédiments à diatomées au cours du retrait de la glace au large de la côte est de Terre-Neuve (Alam et al., 1983; Mudie et Guilbault, 1982). Les changements dans le niveau de compensation des carbonates ont beaucoup influencé le type de sédiments pélagiques, la dissolution des carbonates ayant tendance à être plus importante au cours des périodes interglaciaires (par exemple, dans la baie de Baffin (Aksu, 1983a) et le bassin de Terre-Neuve (Alam et al.,1983)).

Volume des sédiments abyssaux
D.J.W. Piper

Plusieurs auteurs (White, 1972; Matthews, 1975; Laine, 1980) ont tenté d'utiliser le volume des sédiments abyssaux qui se trouvent à proximité de l'Amérique du Nord comme indicateur du volume de sédiments arrachés du continent nord-américain par l'érosion glaciaire. Ces estimations ont été rendues plus complexes par l'absence de données sur l'âge des séquences abyssales dans la plaine Sohm et la mer du Labrador. Certains auteurs (par exemple, Laine, 1980; Laine et Bell, 1982) ont interprété les données comme indiquant que l'érosion a fait disparaître des centaines de mètres du Bouclier canadien, mais cette interprétation a été contestée (par exemple, Andrews, 1982) en raison des indices qui témoignent de la conservation de terrains préglaciaires dans de nombreux endroits englacés, et du petit nombre d'erratiques du Bouclier retrouvés en mer profonde.

Les trajectoires suivies par les sédiments, et notamment l'exportation de sédiments fins dans le sous-courant occidental côtier, sont encore trop mal connues pour permettre de formuler des conclusions sur cette question. Toutefois, la plupart des indices favorisent l'hypothèse selon laquelle un volume restreint de produits d'érosion du Bouclier canadien par les processus glaciaires a atteint l'océan Atlantique. Sur les plates-formes continentales, des reliefs de terrains préglaciaires ont été conservés, et la plus grande partie de l'érosion glaciaire a eu lieu dans les bassins et les cuvettes, au contact des biseaux sédimentaires mésozoïques-cénozoïques avec le socle dans les cuvettes transversales et les fjords et bassins côtiers. La plupart des tills échantillonnés sur la plate-forme continentale externe contiennent une proportion élevée de débris provenant de roches sédimentaires de la plate-forme continentale ou des régions continentales adjacentes. Bien que les données soient limitées, les débris glaciels reconnus en eau profonde contiennent également une proportion élevée de débris d'origine sédimentaire, qui ne proviennent pas du bouclier.

Le tableau 10-8 présente un bilan sédimentaire hypothétique pour le Pléistocène moyen et tardif. Cet intervalle chronologique est utilisé puisque les indices témoignent de l'existence de nappes glaciaires continentales à cette époque. Avant cette période, la glaciation largement de type alpin pourrait avoir érodé des volumes considérables de sédiments du continent, mais cette érosion aurait été concentrée dans des régions montagneuses marginales, et non pas dans la partie centrale du Bouclier canadien. Les lignes de partage des glaces proposées par Dyke et al. (1982) ont été utilisées pour estimer la superficie des régions sources possibles. On suppose que le transport dans la zone au large de la côte Est du Canada par des courants de fond (qui transportent des sédiments provenant principalement de la marge du Groenland), est égal à la perte de sédiments par le même mécanisme aux dépens du glacis au large des États-Unis. Il est plus difficile de séparer les sédiments présents dans le bassin de la mer du Labrador et la baie de Baffin selon qu'ils proviennent de sources canadiennes ou groenlandaises : les auteurs supposent que 50 % des sédiments du Pléistocène moyen à supérieur retrouvés dans la baie de Baffin et que 90 % des sédiments retrouvés dans le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique, proviennent de sources canadiennes.

Le bilan des sédiments dépend largement de l'incertitude des estimations pour la plaine Sohm. Le volume total de sédiments déposés du Pléistocène moyen à tardif (c.-à-d., à peu près les 700 000 dernières années) est estimé entre 200 et 300 millions de km^3, dont au moinns 80 millions de km^3 auraient été produits par le surcreusement de cuvettes sur les plates-formes continentales. L'abondance des débris sédimentaires dans les sédiments proglaciaires, sur la marge continentale, porte à croire que l'estimation des sédiments issus de l'érosion est faible. Or, même ces estimations conservatrices impliquent que les sources continentales n'ont été érodées en moyenne que de quelques dizaines de mètres. Si une grande partie de cette érosion a été concentrée dans des régions montagneuses profondément disséquées, elle a pu faire disparaître en moyenne aussi peu que 10 m du Bouclier.

REMERCIEMENTS

De nombreux géologues ont contribué à la compilation du présent chapitre, en fournissant des renseigmements et en lisant, en révisant et en améliorant diverses sections. Les co-auteurs du chapitre ont souvent contribué à des sections autres que celles où paraissent leur nom. A.C. Grant, D.R. Grant, R. Parrot et L. Nicks ont révisé certaines parties du manuscrit, et J.T. Andrews, H.B.S. Cooke et J. Stravers ont relu le manuscrit au complet. Les auteurs désirent remercier de leur contribution John Zevenhuisen (plate-forme du Labrador), Bob Miller (plate-forme Néo-Écossaise et Grands Bancs), Roy Sparkes (talus continentaux) et Bob Harmes et Kate Moran (mer de Beaufort et stabilité des talus). Les auteurs désirent également remercier les officiers et les équipages de la flotte de l'Institut océanographique Bedford, de même que les techniciens et ingénieurs du gouvernement et de l'industrie qui ont rendu possibles les études scientifiques dont il est fait état dans le présent chapitre.

RÉFÉRENCES

Adshead, J.D.
1973 : Mineralogical studies of bottom sediments from western Hudson and James Bays; Ph.D. thesis, University of Missouri, Columbia, Missouri, 179 p.

Aksu, A.E.
1981 : Late Quaternary stratigraphy, paleoenvironmentology and sedimentation history of Baffin Bay and Davis Strait; unpublished Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 771 p.
1983a : Holocene and Pleistocene dissolution cycles in deep-sea cores of Baffin Bay and Davis Strait; Paleoceanographic implications; Marine Geology, v. 53, p. 331-348.
1983b : A short period geomagnetic excursion recorded in Pleistocene sediments of Baffin Bay and Davis Strait; Geology, v. 11, p. 537-541.
1984 : Subaqueous debris flow deposits in Baffin Bay; Geo-marine Letters, v. 4, p. 83-90.
1985a : Paleomagnetic stratigraphy of the CESAR cores; in Initial Geological Report on CESAR - the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean, ed. H.R. Jackson, P.J. Mudie, and S.M. Blasco; Geological Survey of Canada, Paper 84-22, p. 101-114.
1985b : Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy of CESAR cores 102 and 103 : preliminary results; in Initial Geological Report on CESAR - the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean, ed. H.R. Jackson, P.J. Mudie, and S.M. Blasco; Geological Survey of Canada, Paper 84-22, p. 105-124.
1985c : Climatic and oceanographic changes over the past 400,000 years; evidence from deep-sea cores of Baffin Bay and Davis Strait; in Quaternary Environments : Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, ed. J.T. Andrews; George Allen and Unwin, Boston, p. 181-209.

Aksu, A.E. and Mudie, P.J.
1985a : Upper Quaternary stratigraphy of Davis Strait; Marine Micropaleontology, v. 9, p. 537-557.
1985b : A minimum 4 million year Arctic Ocean record dated by magnetostratigraphy and palynology; Nature, v. 318, p. 280-283.
Aksu, A.E. and Piper, D.J.W.
1979 : Late Quaternary sedimentation in Baffin Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, no. 9, p. 1833-1846.
1987 : Late Quaternary sedimentation in Baffin Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, no 9, p. 1833-1846.
Aksu, A.E., Macko, S.A., and Mudie, P.J.
1986 : Paleoclimatic and paleoceanographic history of the Labrador Sea; Abstracts with Programs, 99th Annual Meeting, Geological Society of America, San Antonio, Texas, p. 523.
Alam, M.
1979 : The effect of Pleistocene climatic changes on the sediments around the Grand Banks; Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 222 p.
Alam, M. and Piper, D.J.W.
1977 : Pre-Wisconsinan stratigraphy and paleoclimates off Atlantic Canada and its bearing on glaciation in Quebec; Géographie Physique et Quaternaire, v. 31, p. 15-22.
1981 : Detrital mineralogy of deep-water continental margin off Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1336-1345.
Alam, M., Piper, D.J.W., and Cooke, H.B.S.
1983 : Late Quaternary stratigraphy and paleo-oceanography of the Grand Banks continental margin, eastern Canada; Boreas, v. 12, p. 253-261.
Almagor, G., Bennett, R.H., Lambert, D.N., Forde, E.B., and Shepard, L.S.
1984 : Analysis of slope stability, Wilmington to Lindenkohl Canyons, U.S. mid-Atlantic margin; in Seabed Mechanics, ed. B. Derness; Graham and Trotman, London, p. 77-86.
Amos, C.L.
1978 : The postglacial evolution of the Minas Basin, N.S. : a sedimentological interpretation; Journal of Sedimentary Petrology, v. 48, p. 965-982.
Amos, C.L. and King, E.L.
1984 : Bedforms of the Canadian Eastern Seaboard : A comparison with global occurrences; in Sedimentation on High-Latitude Continental Shelves, ed. B.D. Bornhold and A. Guilcher; Marine Geology, v. 57, p. 167-208.
Amos, C.L. and Knoll, R.G.
1987 : The Quaternary sediments of Banquereau, Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 98, p. 244-260.
Anderson, J.B.
1985 : Antarctic glacial marine sedimentation : A core workshop; Geological Society of America, Annual meeting, Orlando, Fl., 66 p.
Anderson, J.B., Brake, C.F. and Myers, N.C.
1984 : Sedimentation on the Ross Sea continental shelf, Antarctica; Marine Geology, v. 57, p. 295-333.
Anderson, J.B., Grake, C., Domack, E.W., Myers, N. and Wright, R.
1983 : Development of a polar glacial-marine sedimentation model from Antarctic Quaternary deposits and glaciological information; in Glacial Marine Sedimentation, ed. B.F. Molnia, Plenum Publishing Corp., N.Y. and London, p.233-264.
Anderson, T.W.
1985 : Late Quaternary pollen records from eastern Ontario, Quebec and Atlantic Canada; in Pollen Records of Late Quaternary North American Sediments, ed. V.M. Bryant, Jr., and R.G. Holloway; American Association of Stratigraphic Palynologists, p. 281-326.
Andrews, J.T.
1980 : Progress in relative sea level and ice sheet reconstructions, Baffin Island, N.W.T., for the last 125,000 years; in Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, ed. N.A. Morner; J.A. Wiley and Sons, N.Y., p. 175-200.
1982 : Comment on 'New evidence from beneath the western North Atlantic for the depth of glacial erosion in Greenland and North America'; Quaternary Research, v. 17, p. 123-124.
Andrews, J.T. and Ives, J.D.
1978 : "Cockburn" nomenclature and the late Quaternary history of the eastern Canadian Arctic; Arctic and Alpine Research, v. 10, p. 617-633.
Andrews, J.T. and Miller, G.H.
1983 : Quaternary history of the Northeast sector of the Laurentide ice sheet and the mid-Wisconsin sea level problem : Final report to the National Science Foundation, Grant EAR-79-26061; Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, Colorado, 43 p.
1984 : Quaternary glacial and nonglacial correlations for the Eastern Canadian Arctic; in Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to the IGCP Project 24, ed. R.J. Fulton; Geological Survey of Canada Paper 84-10, p. 101-116.
Andrews, J.T. and Osterman, L.
1984 : Late Pleistocene and Holocene paleo-oceanographic changes in the nearshore environment, Baffin Island, Canada : the glacialinterglacial transition : Final report to the National Science Foundation, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, Colorado, 100 p.
Andrews, J.T., Jull, A.J.T., Donahue, D.J., Short, S.K. and Osterman, L.E.
1985 : Sedimentation rates in Baffin Island fiord cores from comparative radiocarbon dates; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1827-1834.
Andrews, J.T., Miller, G.H., Vincent, J-S., and Shilts, W.W.
1984 : Quaternary correlations in Arctic Canada; in Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24, ed. R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 127-134.
Andrews, J.T. and Mothersill, J.S., and Tabrez, A.R.
1986 : Palaeomagnetic record, texture and mineralogy of late Quaternary sediments, Baffin Island fjords; Arctic and Alpine Research, v. 18, p. 361-376.
Andrews, J.T., Shilts, W.W., and Miller, G.H.
1983 : Multiple deglaciation of the Hudson Bay Lowlands since deposition of the Missinaibi (last interglacial?) Formation; Quaternary Research, v. 19, p. 18-37.
Arthur, M., Srivastava, S., et al.
1986 : High latitude palaeoceanography from the Leg 105 shipboard scientific party; Nature, v. 320, p. 17-18.
Bada, J.L. and Schroeder, R.A.
1975 : Amino acid racemization reaction and their geochemical implications; Naturwissenschaften, v. 62, p. 71-79.
Baker, S.R. and Friedman, G.M.
1973 : Sedimentation in an Arctic marine environment : Baffin Bay between Greenland and the Canadian Arctic Archipelago; in Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada, ed. P.J. Hood, N.J. McMillan, and B.R. Pelletier; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 471-498.
Baldauf, J.G.
1984 : Cenozoic diatom biostratigraphy and paleoceanography of the Rockall Plateau region, North Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 81; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 81, ed. D.G. Roberts et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 81, p. 439-478.
Balsam, W.
1981 : Late Quaternary sedimentation in the western North Atlantic : stratigraphy and paleoceanography; Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoceanography, v. 35, p. 215-240.
Balsam, W.L. and Heussen, L.E.
1976 : Direct correlation of sea surface palaeotemperatures, deep circulation and terrestrial palaeoclimates : foraminiferal and palynological evidence from two cores of Chesapeake Bay; Marine Geology, v. 21, p. 121-147.
Barnosky, C.W.
1984 : Late Miocene vegetational and climatic variations inferred from a pollen record in Northwest Wyoming; Science, v. 223, p. 49-51.
Barrett, D.L. and Keen, C.E.
1978 : Ocean bottom seismometer studies of the crust near the Orphan Knoll and Flemish Cap continental fragments; EOS, Transactions of the American Geophysical Union, v. 59, p. 322.
Barrie, C.Q. and Piper, D.J.W.
1982 : Late Quaternary marine geology of Makkovik Bay, Labrador; Geological Survey of Canada, Paper 81-17, 37 p.
Barrie, V., Lewis, C.F.M., Fader, G.B., and King, L.H.
1984 : Seabed processes on the northeastern Grand Banks of Newfoundland : modern reworking of relict sediments; Marine Geology, v. 57, p. 209-227.
Barry, R.G., Andrews, J.T., and Mahaffy, M.A.
1975 : Continental ice sheets : conditions for growth; Science, v. 190, p. 979-981.
Barss, M.S., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1979 : Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.
Bartlett, G.A. and Molinsky, L.
1972 : Foraminifera and Holocene history of the Gulf of St. Lawrence; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1204-1215.

Bayliss, P., Levinson, A.A., and Klovan, J.E.
1970 : Mineralogy of bottom sediments, Hudson Bay, Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 18, p. 469-473.
Berger, A.L.
1978 : Long term variations in caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements; Quaternary Research, v. 9, p. 139-167.
Berger, G.W., Huntley, D.J., and Stipp, J.J.
1984 : Thermoluminescence studies on a C-14 dated marine core; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1145-1150.
Berger, W.H.
1981 : Oxygen and carbon isotopes in foraminifera : an introduction; Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 33, p. 3-7.
Berggren, W.A.
1972 : Late Pliocene-Pleistocene glaciation; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 12, ed. A.J. Laughton et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 12, p. 953-964.
1981a : Correlation of Atlantic, Mediterranean, and Indo-Pacific Neogene stratigraphies : geochronology and chronostratigraphy : ICGP Project 114, International Workshop on Pacific Neogene Biostratigraphy, Osaka and Kobe, Japan, Nov. 24-29, p. 93-110.
1981b : Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and biogeography : Atlantic, Mediterranean, and Indo-Pacific regions : ICGP Project 114, International Workshop on Pacific Neogene Biostratigraphy, Osaka and Kobe, Japan, Nov. 24-29, p. 111-160.
Berggren, W.A. and van Couvering, J.A.
1974 : The Late Neogene; biostratigraphy, geochronology, and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences; Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 16, p. 1-216.
Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J., and van Couvering, J.A.
1985 : Cenozoic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1407-1418.
Binns, R.E.
1972 : Composition and derivation of pumice on postglacial strandlines in northern Europe and western Arctic; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 2303-2324.
Biscaye, D.E. and Eittreim, S.E.
1977 : Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer on the abyssal Atlantic Ocean; Marine Geology, v. 23, p. 155-172.
Bishop, A.W. and Lovenbury, H.T.
1969 : Creep characteristics of two undisturbed clays; Proceedings Seventh International Conference on Soil Mechanics and Foundations Engineering, v. 1, p. 29-37.
Blackwell, B.
1983 : Amino acid geochronology : applications to late Cenozoic geology; Geoscience Canada, v. 10, p. 25-27.
Blake, W. Jr.
1966 : End moraines and deglaciation chronology in northern Canada with special reference to southern Baffin Island; Geological Survey of Canada, Paper 66-26, 31 p.
1970 : Studies of glacial history in Arctic Canada. I. Pumice, radiocarbon dates and differential post-glacial uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 634-664.
Blasco, S.M., Bornhold, B.D., and Lewis, C.F.M.
1979 : Preliminary results of surficial geology and geomorphology studies of the Lomonosov Ridge, central Arctic Basin; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 79-1C, p. 73-83.
Bornhold, B.D., Finlayson, N.M., and Monohan, D.
1976 : Submerged drainage patterns in Barrow Strait, Canadian Arctic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 305-311.
Bothner, M.H. and Spiker, E.C.
1980 : Upper Wisconsinan till recovered on the continental shelf southeast of New England; Science, v. 210, p. 423-425.
Boulton, G.S. and Jones, A.S.
1979 : Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment; Journal of Glaciology, v. 24, p. 29-43.
Bouma, A.H.
1969 : Methods for the study of sedimentary structures; J. Wiley and Sons, Inc., New York, 458 p.
Bowen, A.J., Normark, W.R., and Piper, D.J.W.
1984 : Modelling of turbidity currents on Navy Submarine Fan, California continental borderland; Sedimentology, v. 31, p. 169-186.
Boyd, R. and Penland, S.
1984 : Shoreface translation and the Holocene stratigraphic record : examples from Nova Scotia, the Mississippi Delta and eastern Australia; Marine Geology, v. 60, p. 391-412.
Boyd, R.F., Clark, D.L., Jones, G., Ruddiman, W.F., McIntyre, R., and Pisias, N.J.
1984 : Central Arctic ocean response to Pleistocene earth-orbital variations; Quaternary Research, v. 22, p. 121-128.
Brigham, J.K.
1983 : Stratigraphy, amino acid geochronology and correlation of Quaternary sea-level and glacial events, Broughton Island, arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 577-598.
Brookes, I.A., Scott, D.B., and McAndrews, J.H.
1985 : Postglacial relative sea-level change, Port au Port area, west Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1039-1047.
Buckley, D.E.
1971 : Recent marine sediments of Lancaster Sound, District of Franklin; Maritime Sediments, v. 7, p. 96-117.
1981 : Geological investigation of a selected area of the Sohm Abyssal Plain, western Atlantic : C.S.S. HUDSON Cruise 80-06; Atomic Energy of Canada Ltd., Report TR-168, 38 p.
Bukry, D.
1981 : Cenozoic coccoliths from the Deep Sea Drilling Project; in The Deep Sea Drilling Project : A Decade of Progress, ed. J.E. Warme, R.G. Douglas, and E.L. Winterer, E.L.; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 32, p. 335-353.
Campbell, N.J. and Collin, A.E.
1958 : The discoloration of Foxe Basin ice; Journal of Fisheries Research Board Canada, No. 15, p. 1175-1188.
Carey, S.W. and Ahmad, N.
1961 : Glacial marine sedimentation; in Proceedings, First International Symposium on Arctic Geology, Volume 2, ed. G.O. Raasch; p. 865-894.
Carter, L.
1979 : Significance of unstained and stained gravel on the Newfoundland continental slope and rise; Journal of Sedimentary Petrology, v. 49, p. 1147-1158.
Carter, L. and Schafer, C.T.
1983 : Interaction of the Western Boundary Undercurrent with the continental margin off Newfoundland; Sedimentology, v. 30, p. 751-768.
Carter, L.D., Brigham-Grette, J., and Hopkins, D.M.
1986 : Late Cenozoic marine transgressions of the Alaskan Arctic Coastal Plain; in Correlation of Quaternary Deposits and Events around the Margin of the Beaufort Sea : Contributions from a joint Canadian-American Workshop, April 1984; ed. J.A. Heginbottom and J-S. Vincent, Geological Survey of Canada, Open File 1237, p. 21-27.
Carter, L., Schafer, C.T., and Rashid, M.A.
1979 : Observations on depositional environments and benthos of the continental slope and rise, east of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Science, v. 16, p. 831-846.
Chough, S.K.
1978 : Morphology, sedimentary facies and processes of the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel between 61° and 52°N, Labrador Sea; Ph.D. thesis, McGill University, Montreal, Quebec, 167 p.
Chough, S.K. and Hesse, R.
1976 : Submarine meandering talweg and turbidity currents flowing for 4000 km in the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel, Labrador Sea; Geology, v. 4, p. 529-533.
1980 : The North West Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea : III headspill vs body spill deposits from turbidity currents on natural levees; Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 227- 234.
Chough, S.K., Mosher, D.C. and Srivastava, S.P.
1985 : Ocean Drilling Program (ODP) site survey (Hudson 84-030) in the Labrador Sea : 3.5 kHz profiles; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 33-41.
Clague, J.J. and Hicock, S.R.
1976 : Sand and gravel resources of Kitimat, Terrace and Prince Rupert, British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 273-276.
Clark, D.L.
1981 : Geology and geophysics of the Amerasian Basin; in The Ocean Basins and Margins, Volume 5, The Arctic Ocean, ed. A.E.M. Nairn, M. Churkin, and F.G. Stehli; Plenum Press, N.Y. and London, p. 599- 634.
Clark, D.L. and Hansen, A.
1983 : Central Arctic Ocean sediment texture : a key to ice transport mechanisms; in Glacial-Marine Sedimentation, ed. B.F. Molnia; Plenum Publishing Corp., N.Y. and London, p. 301-330.

Clark, D.L., Morris, T.H., and Blasco, S.M.
1983 : Pleistocene sedimentation patterns from the Lomonosov Ridge and Amerasian Basin, Central Arctic Ocean; Geological Society of America, Abstracts with Program, v. 15, p. 545.
Clark, D.L., Vincent, J-S., Jones, G.A., and Morris, W.A.
1984 : Correlation of marine and continental glacial and interglacial events, Arctic Ocean and Banks Island; Nature, v. 311, p. 147-149.
Clark, P.
1984 : Glacial geology of the Kangalaksiorvik-Abloviak region, northern Labrador, Canada; Ph.D. thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado, 248 p.
Clark, P.V. and Josenhans, H.W.
1986 : Late Quaternary land-sea correlations, northern Labrador and Labrador Shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 171-178.
Clarke, A.H., Grant, D.R., and Macpherson, E.
1972 : The relationship of *Atractodon stonei* (Pilsbry) (Mollusca, Buccinidae) to the Pleistocene stratigraphy and paleoecology of southwestern Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1030-1038.
CLIMAP Project Members
1976 : The surface of the ice-age Earth; Science, v. 191, p. 1131-1137.
Collin, A.E. and Dunbar, M.J.
1964 : Physical oceanography in Arctic Canada; Oceanography and Marine Biology Annual Reviews, v. 2, p. 45-75.
Conolly, J.R. and Ewing, M.
1965 : Pleistocene glacial marine zones in North Atlantic deep sea sediments; Nature, v. 208, p. 135-139.
Conolly, J.R., Needham, H.D., and Heezen, B.C.
1967 : Late Pleistocene and Holocene sedimentation in the Laurentian Channel; Journal of Geology, v. 75, p. 131-147.
Cooke, H.B.S.
1973 : Pleistocene chronology : long or short ?; Quaternary Research, v. 3, p. 206-220.
Corliss, B.H., Hunt, A.S., and Keigwin, L.D.
1982 : Benthonic foraminiferal faunal and isotopic data for postglacial evolution of the Champlain Sea; Quaternary Research, v. 17, p. 325-338.
Craig, B.G. and Fyles, J.G.
1960 : Pleistocene geology of Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 60-10, 21 p.
Cronin, T.M.
1977 : Late-Wisconsinan marine environments of the Champlain Valley (New York, Quebec); Quaternary Research, v. 7, p. 238-253.
Crowley, T.J.
1984 : Atmospheric circulation patterns during glacial inception : a possible candidate; Quaternary Research, v. 21, p. 105-110.
Dale, C.T.
1979 : A study of high resolution seismology and sedimentology on the offshore late Quaternary sediments northeast of Newfoundland; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 181 p.
Dale, C.T. and Haworth, R.T.
1979 : High resolution seismology studies on late Quaternary sediments of the northeast Newfoundland continental shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 357-364.
Dames and Moore, Inc.
1968 : Marine surveys proposed tidal project, Bay of Fundy, New Brunswick and Nova Scotia; Atlantic Tidal Power Programming Board, unpublished report.
Davies, T.A. and Laughton, A.S.
1972 : Sedimentary processes in the North Atlantic; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 12, ed. A.S. Laughton et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 12, p. 905-934.
Denton, G.H. and Hughes, T.J.
1981 : The last great ice sheets; John wiley and Sons, New-York, 484 p.
1983 : Milankovitch theory of ice ages : hypothesis of ice sheet linkage between regional insolation and global climate; Quaternary Research, v. 20, p. 125-144.
de Vernal, A.
1986 : Analyses palynologiques et isotopiques de sédiments de la mer du Labrador et de la baie de Baffin : éléments d'une climatostratigraphie du Quaternaire supérieur dans l'est du Canada; Thèse de Doctorat, Université de Montréal, 214 p.
de Vernal, A. and Mott, R.J.
1986 : Palynostratigraphie et paléoenvironnements du Pléistocène supérieur dans la région du lac Bras d'Or, île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 491-503.
de Vernal, A., Mudie, P.J., Hillaire-Marcel, C. and Aksu, A.E.
1986 : Palynology of Pliocene-Pleistocene and recent sediments, ODP Leg 105, Labrador Sea-Baffin Bay : Ocean Drilling Program Initial Reports Leg 105, Volume 1, Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Program and Abstracts.
de Vernal, A., Richard, P.J.H., and Ochietti, S.
1983 : Palynologie et paléoenvironnements du Wisconsinien de la région de la Baie Saint-Laurent, île du Cap-Breton; Géographie physique et Quaternaire, v. 37, p. 307-322.
Dietrich, J.R., Dixon, J., and McNeil, D.H.
1985 : Sequence analysis and nomenclature of Upper Cretaceous to Holocene strata in the Beaufort-MacKenzie Basin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 613-628.
Dredge, L.A. and Cowan, W.R.
1989 : Quaternary geology of the southwestern Canadian Shield; in Chapter 3, Quaternary Geology of Canada and Greenland, ed. R.J. Fulton, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1|*.
Dreimanis, A. and Lundqvist, J.
1984 : What should be called till?; Striae, v. 20, p. 5-10.
Dreimanis, A., Hutt, G., Raukas, A., and Whippey, P.W.
1978 : Dating methods of Pleistocene deposits and their problems. I. Thermoluminescence dating; Geoscience Canada, v. 5, p. 55-60.
Drinkwater, K.F.
1983 : Moored current meter data from Hudson Strait, 1982; Fisheries and Aquatic Sciences, Canadian Data Report, No. 381, 46 p.
Dyke, A.S., Dredge, L.A., and Vincent, J-S.
1982 : Configuration of the Laurentide ice sheet during the Late Wisconsin maximum; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 5- 14.
Egloff, J. and Johnson, G.L.
1975 : Morphology and structure of the southern Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 2111-2133.
Eittreim, S. and Grantz, A.
1979 : CDP seismic sections of the western Beaufort continental margin; Tectonophysics, v. 59, p. 251-262.
Elverhoi, A.
1984 : Glaciogenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea : a review; Marine Geology, v. 57, p. 53-88.
Elverhoi, A., Liestol, O., and Nagy, J.
1980 : Glacial erosion, sedimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsbergen; Norsk Polarinstitutt, Skrifter, No. 172, p. 33-59.
Emery, K.O. and Garrison, L.E.
1967 : Sea levels 7000 to 20000 years ago; Science, v. 157, p. 684-687.
Emery, K.O. and Uchupi, E.
1973 : Western North Atlantic Ocean : topography, rocks, structure, water, life and sediments; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 17, 532 p.
England, J.H. and Andrews, J.T.
1973 : Broughton Island - a reference area for Wisconsin and Holocene chronology and sea level changes on eastern Baffin Island; Boreas, v. 2, p. 17-32.
Evans, D.J.A.
1984 : Glacial geomorphology and chronology in the Selamiut Range/Nachvak Fiord area, Torngat Mountains, Labrador; M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, 138 p.
Fader, G.B.
1984 : A geophysical survey of Georges Bank, Georges Basin and Northeast Channel area of the Gulf of Maine; Geological Survey of Canada, Open File 978, 3 p.
Fader, G.B. and King, L.H.
1981 : A reconnaissance study of the surficial geology of the Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 45-56.
Fader, G.B. and Miller, R.O.
1986 : Regional geological constraints to resource development - Grand Banks of Newfoundland; Proceedings of the 3rd Canadian Marine Geotechnical Conference, St. John's, Newfoundland.
Fader, G.B., King, L.H., and Josenhans, H.W.
1982 : Surficial geology, Laurentian Channel and western Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 81-22, 37 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Fader, G.B., King, L.H., and MacLean, B.
1977 : Surficial geology of the eastern Gulf of Maine and Bay of Fundy; Geological Survey of Canada, Paper 76-17, 23 p.
Farre, J., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F., and Robb, J.M.
1983 : Breaching the shelfbreak; passage from youthful to mature phase in canyon evolution; in The Shelfbreak : Critical Interface on Continental Margins, ed. D.J. Stanley and G.T. Moore; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 33, p. 25-40.
Feyling-Hanssen, R.W.
1985 : Late Cenozoic marine deposits of east Baffin Island and east Greenland : microbiostratigrpahy, correlation, age; in Quaternary Environments; Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, ed. J.T. Andrews; George Allen and Unwin, London, p. 354-393.
Fillon, R.H. and Aksu, A.E.
1985 : Evidence for a subpolar influence in the Labrador Sea and Baffin Bay, during marine isotopic stage two; in Quaternary Environments; Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, ed. J.T. Andrews; George Allen and Unwin, London, p. 248-262.
Fillon, R.H. and Duplessy, J.C.
1980 : Labrador Sea bio-, tephro-, oxygen isotope stratigraphy and late Quaternary paleoceanographic trends; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 831-854.
Fillon, R.H. and Full, W.E.
1984 : Grain size variations in north Atlantic non-carbonate sediments and sources of terrigenous components; Marine Geology, v. 59, p. 13-50.
Fillon, R.H. and Harmes, R.A.
1982 : Northern Labrador Shelf glacial chronology and depositional environments; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 162-192.
Fillon, R.H. and Williams, D.F.
1984 : Dynamics of meltwater discharge from northern hemisphere ice sheets during the last deglaciation; Nature, v. 310, p. 674-677.
Fillon, R.H., Hardy, I.A., Wagner, F.J.E., Andrews, J.T., and Josenhans, H.W.
1981a : Labrador Shelf; shell and total organic matter - C14 discrepancies; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 81-1B, p. 105-111.
Fillon, R.H., Miller, G.H., and Andrews, J.T.
1981b : Terrigenous sand in Labrador Sea hemipelagic sediments and palaeoglacial events on Baffin Island over the last 100,000 years; Boreas, v. 10, p. 107-124.
Flint, R.F.
1943 : Growth of the North American Ice Sheet during Wisconsinan age; Geological Society of America Bulletin, v. 54, p. 325-362.
Flood, R.D. and Damuth, J.E.
1987 : Quantitative characteristics of sinuous distributary channels on the Amazon Deep-Sea Fan; Geological Society of America Bulletin, v. 98, no. 6, p. 728-738..
Foldvik, A. and Kvinge, T.
1977 : Thermohaline convection in the vicinity of an ice shelf; in Polar Oceans, ed. M.J. Dunbar; Arctic Institute of North America, Calgary, p. 247-255.
Forbes, D.L.
1984 : Coastal geomorphology and sediments of Newfoundland; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 11-24.
Fortier, Y.O. and Morley, L.W.
1956 : Geological unity of the arctic islands; Transactions of the Royal Society of Canada, v. 50, series 3, p. 3-12.
Fukushima, Y, Parker, G., and Pantin, H.M.
1985 : Prediction of ignitive turbidity currents in Scripps submarine canyon; Marine Geology, v. 67, p. 55-81.
Fulton, R.J.
1984 : Summary : Quaternary stratigraphy of Canada; in Quaternary Stratigraphy of Ganada - a Canadian Contribution to IGCP Project 24, ed. R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 1-5.
Fulton, R.J. and Hodgson, D.A.
1979 : Wisconsinan glacial retreat, southern Labrador; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 79-1C, p. 17-21.
Fulton, R.J., Karrow, P.F., LaSalle, P., and Grant, D.R.
1984 : Summary of Quaternary stratigraphy and history, eastern Canada; in Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24, ed. R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 193-210.
Funder, S., Abrahamsen, N., Bennike, O., and Feyling-Hanssen, R.W.
1985 : Forested Arctic : evidence from north Greenland; Geology, v. 13, p. 542-546.
Gatien, M.G.
1975 : A study of the slope water region, south of Halifax; MSc thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 134 p.
Gilbert, G. and Barrie, J.V.
1985 : Provenance and sedimentary processes of ice scoured surficial sediments, Labrador Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1066-1079.
Gilbert, M.W. and Clark, D.L.
1982 : Central Arctic Ocean palaeoceanographic interpretations based on Late Cenozoic calcareous dinoflagellates; Marine Micropalaeontology, v. 7, p. 385-401.
Gilbert, R.
1982 : The Broughton Trough on the continental shelf of eastern Baffin Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1599-1607.
1985 : Quaternary glaciomarine sedimentation interpreted from seismic surveys of fiords on Baffin Island, N.W.T.: Arctic, v. 38, p. 271-280.
Gradstein, F.M. and Agterberg, F.A.
1982 : Models of foraminiferal stratigraphy - northwest Atlantic margin; in Quantitative Stratigraphic Correlation, ed. J.M. Cubitt and R. A. Reyment; 26th International Geological Congress, 1980, Wiley and Sons, London, p. 119-166.
Gradstein, F.M. and Srivastava, S.P.
1980 : Aspects of Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of the Labrador Sea and Baffin Bay; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 30, p. 261-295.
Gradstein, F.M. and Williams, G.L.
1976 : Biostratigraphy of the Labrador Shelf, Part I; Geological Survey of Canada, Open File 349, 39 p.
Grant, A.C.
1972 : The continental margin off Labrador and eastern Newfoundland : morphology and geology; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1394-1430.
1975 : Labrador Shelf; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, 891 p.
Grant, D.
1980 : Quaternary stratigraphy of southwestern Nova Scotia : glacial events and sea level changes; Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Halifax, Field Trip Guidebook 9, 63 p.
1989 : Quaternary geology of the Atlantic Appalachian region of Canada; Chapter 5 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, ed. R.J. Fulton, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 [also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1]*.
Grant, D. and King, L.H.
1984 : A stratigraphic framework for the Quaternary history of the Atlantic Provinces, Canada; in Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24, ed. R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 174-191.
Gratton, D., Dubois, J.-M., Painchaud, A., and Gwyn, H.
1986 : L'île d'Anticosti a-t-elle été récemment englacée; Geos, v. 15, p. 21-23.
Gravenor, C.P., von Brunn, V., and Dreimanis, A.
1984 : Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and Late Precambrian deposits; Earth Science Reviews, v. 20, p. 105-166.
Green, D.G.
1976 : Nova Scotian forest history-evidence from statistical analysis of pollen data; Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 155 p.
Hachey, H.B.
1961 : Oceanography and Canadian Atlantic water; Fisheries Research of Canada Bulletin, No. 134, 117 p.
Hacquebard, P.A., Buckley, D.E., and Vilks, G.
1981 : The importance of detrital particles of coal in tracing the provenance of sedimentary rocks; Bulletin Centre Research Exploration and Production Elf-Aquitaine, 5, p. 555-572.
Hall, R.K.
1985 : Inner shelf acoustic facies and surfial sediment distribution of the eastern shore, Nova Scotia; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 197 p.
Hampton, M.A.
1970 : Subaqueous debris flow and generation of turbidity currents; Ph.D. thesis, Stanford University, Stanford, California, 180 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Hardy, I.A.
1975 : Lithostratigraphy of the Banquereau Formation on the Scotian Shelf; in Offshore Geology of Eastern Canda, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 163-174.

Harland, R.
1983 : Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the north Atlantic Ocean and adjacent seas; Paleontology, v. 26, p. 321-387.

Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G., and Walters, R.
1982 : A geologic time scale; Cambridge University Press, 131 p.

Hays, J.D., Imbrie, J., and Shackleton, N.J.
1976 : Variations in the Earth's orbit : pacemaker of the ice ages; Science, v. 194, p. 1121-1131.

Heezen, B.C., Ewing, M., and Ericson, D.B.
1955 : Reconnaissance survey of the abyssal plain south of Newfoundland; Deep-Sea Research, v. 2, p. 122-133.

Heezen, B.C., Hollister, C., and Ruddiman, W.F.
1966 : Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents; Science, v. 152, p. 502-508.

Herman, J.R. and Goldberg, R.A.
1985 : Sun, weather and climate; Dover Publications, Inc., New York, 360 p.

Herman, Y.
1970 : Arctic paleo-oceanography in Late Cenozoic time; Science, v. 149, p. 474-477.
1974 : Arctic Ocean sediments, microfauna, and the climatic record in Late Cenozoic time; in Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas, ed. Y. Herman; Springer-Verlag, N.Y., p. 283-348.

Hill, P.R.
1981 : Detailed morphology and late Quaternary sedimentation of the Nova Scotian slope, south of Halifax; Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 331 p.
1983 : Detailed morphology of a small area on the Nova Scotian continental slope; Marine Geology, v. 53, p. 55-76.
1984 : Sedimentary facies of the Nova Scotian upper and middle continental slope, offshore Eastern Canada; Sedimentology, v. 31, p. 293-309.

Hill, P.R. and Bowen, A.J.
1983 : Modern sediment dynamics at the shelf slope boundary off Nova Scotia; in The Shelfbreak : Critical Interface on Continental Margins, ed. D.J. Stanley and G.T. Moore; Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication No. 33, p. 265-276.

Hill, P.R. and Nadeau, O.C.
1985 : Grain surface textures of late Wisconsinan sands from the Canadian Beaufort Sea Shelf; Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 1349-1357.

Hill, P.R., Moran, K.M., and Blasco, S.M.
1982 : Creep deformation of slope sediments in the Canadian Beaufort Sea; Geo-marine Letters, v. 2, p. 163-170.

Hill, P.R., Mudie, P.J., Moran, K.M. and Blasco, S.M.
1985 : A sea-level curve for the Canadian Beaufort Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1383-1393.

Hills, L.V. and Matthews, J.V. Jr.
1974 : A preliminary list of fossil plants from the Beaufort Formation, Meighan Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 224-226.

Hinz, K., Schlüter, H.-U., Grant, A.C., Srivastava, S.P., Umpleby, D., and Woodside, J.
1979 : Geophysical transects of the Labrador Sea : Labrador to southwest Greenland; Tectonophysics, v. 59, p. 151-184.

Hodgson, D.A.
1989 : The Quaternary geology of the Queen Elizabeth Islands; Chapter 6 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, ed. R.J. Fulton, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1)*.

Hodgson, D. and Vincent, J.S.
1984 : A 10,000 yr BP extensive ice shelf over Viscount Melville Sound, Arctic Canada; Quaternary Research, v. 22, p. 18-30.

Hollister, C.D. and McCave, I.N.
1984 : Sedimentation under deep-sea storms; Nature, v. 309, p. 220-225.

Hollister, C.D., Nowell, A.R.M., and Jumais, P.A.
1984 : The dynamic abyss; Scientific American, v. 250, p. 42-53.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français

Holtedahl, O.
1970 : On the morphology of the west Greenland shelf with general remarks on the marginal channel problem; Marine Geology, v. 8, p. 155-172.

Hopkins, R.
1985 : Placer gold potential, Country Harbour, Nova Scotia; Canada Oil and Gas Lands Administration Report, September 1985, Department of Energy, Mines and Resources Canada, 89 p.

Horn, D.R.
1967 : Recent marine sediments and submarine topography, Sverdrup Islands, Canadian Arctic Archipelago; Ph.D. thesis, University of Texas, Arlington, Texas, 362 p.

Horn, D.R., Ewing, M., Horn, B.M., and Delach, M.N.
1971 : Turbidites of the Hatteras and Sohm Abyssal plains, western North Atlantic; Marine Geology, v. 11, p. 287-323.

Houghton, R.W., Smith, P.C., and Fournier, R.O.
1978 : A simple model for cross-shelf mixing on the Scotian Shelf; Journal of Fisheries Research Board of Canada, v. 35, p. 414-421.

Hughes, O.L.
1972 : Surficial geology of northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 69-36, 11 p.

Hughes, O.L., Harington, C.R., Janssens, J.A., Matthews, J.V. Jr., Morlan, R.E., Rutter, N.W., and Schweger, C.E.
1981 : Upper Pleistocene stratigraphy, paleoecology, and archaeology of the northern Yukon interior, eastern Beringia : 1. Bonnet Plume Basin; Arctic, v. 34, p. 329-365.

Hunkins, K.
1968 : Geomorphic provinces of the Arctic Ocean; in Arctic Drifting Stations; Arctic Institute of North America, ed. J.E. Sater; p. 365-376.

Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., and Thewalt, M.L.W.
1985 : Optical dating of sediments; Nature, v. 313, p. 105-107.

Hutchins, R.W., Dodds, J. and Fader, G.B.
1985 : Seabed II : High resolution acoustic seabed surveys of the deep ocean; Proceedings of Society for Underwater Technology, London, England, 27 p.

Hutchins, R.W., McKeown, D. and King, L.H.
1976 : A deep tow high resolution mapping system for continental shelf mapping; Geoscience Canada, v. 3, p. 95-100.

Imbrie, J. and Kipp, N.G.
1971 : A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology : application to a Late Pleistocene Cribbean core; in The Late Cenozoic Glacial Ages, ed. K.K. Turekian; Yale University Press, New Haven, p. 71-181.

Iqbal, J.
1973 : Sedimentology and benthonic foraminifera in M'Clure Strait; (Canadian Arctic Archipelago); M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 265 p.

Ives, J.D.
1958 : Glacial geomorphology of the Torngat Mountains, northern Labrador; Geographic Bulletin, v. 12, p. 47-75.

Jackson, H.R.
1985 : Seismic reflection results from CESAR; in Initial Geological Report on CESAR - the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean, ed. H.R. Jackson, P.J. Mudie, and S.M. Blasco; Geological Survey of Canada, Paper 84-22, p. 19-23.

Jansen, E., Sejrup, H.P., Fjaeran, T., Hald, M., Holtedahl, H., and Skarbo, O.
1983 : Late Weichselian palaeoceanography of the southeastern Norwegian Sea; Norsk Geologisk Tidsskrift, v. 63, p. 117-146.

Jellinek, R.
1985 : 1.1 million years record reveals major Pleistocene evolution of North Atlantic sea-surface temperature rhythms; Lamont Newsletter, v. 11, p. 2-3.

Jennings, A.E.
1985 : Late Quaternary marine sediments from a transect of fiord and continental shelf environments : a study of piston cores from Clark Fiord and Scott Trough, Baffin Island, Canada; M.Sc. thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado, 200 p.

Johnson, D.W.
1925 : The New England-Acadian Shoreline; Wiley, New York, 608 p.

Jones, E.J.W., Ewing, M., Ewing, J.I., and Eittreim, S.L.
1970 : Influences of Norwegian Sea overflow water on sedimentation in the northern North Atlantic and Labrador Sea; Journal of Geophysical Research, v. 75, p. 1655-1680.

Jordan, R.H.
1975 : Pollen diagrams from Hamilton Inlet, central Labrador, and their environmental implications for the Northern Maritime Archaic; Arctic Anthropology, v. 12, p. 92-116.

Josenhans, W.H., Klassen, R.A., and Zevenhuizen, J.
1986: Quaternary geology of the Labrador Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1190-1213.

Kaye, C.A.
1964: Outline of Pleistocene geology of Martha's Vineyard, Massachusetts; United States Geological Survey, Professional Paper 501-C, p. C134-C139.

Keller, G. and Barron, J.A.
1982: Paleoceanographic implications of Miocene deep sea hiatuses; Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 590-613.

Kellogg, T.B.
1977: Paleoclimatology and paleoceanography of the Norwegian and Greenland Seas: the last 450,000 years; Marine Micropaleontology, v. 2, p. 235-249.

Kennard, L.H.
1982: Mounds, moats and ridges: seismic evidence for deep current-influenced deposition east of Newfoundland; Joint Oceanographic Assembly, Abstracts, Halifax, Nova Scotia, p. 24.

Kennett, J.
1982: Marine Geology; Prentice-Hall, Inc., Engelwood Cliffs, New Jersey, 813 p.

King, L.H.
1970: Surficial Geology of the Halifax-Sable Island map area; Marine Science Paper 1, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Ontario, 16 p.
1972: Relation of plate tectonics to the geomorphic evolution of the Canadian Atlantic Provinces; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3083-3090.
1980: Aspects of regional surficial geology related to site investigation requirements; in Offshore Site Investigations, ed. D. A. Ardus; Society for Underwater Technology, Graham and Trotman, London, p. 37-60.

King, L.H. and Fader, G.B.
1976: Application of the Huntec deep-tow high resolution Huntec system to surficial and bedrock studies - Grand Banks of Newfoundland; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 5-7.
1986: Wisconsinan glaciation of the continental shelf, southeastern Atlantic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

King, L.H. and MacLean, B.
1970: Origin of the outer part of the Laurentian Channel; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1470-1484.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 74-31, 31 p.

King, L.H., Fader, G.B., Jenkins, W.A.M., and King, E.L.
1986: Occurrence and regional setting of lower Paleozoic sediments on the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 504-526.

King, L.H., Fader, G.B., Poole, W.H., and Wanless, R.K.
1985: Geological setting and age of the Flemish Cap granodiorite, east of the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1286-1298.

King, L.H., MacLean, B., and Drapeau, G.
1972: The Scotian Shelf submarine end-moraine complex; 24th International Geological Congress, v. 8, p. 237-249.

King, L.H., MacLean, B., and Fader, G.B.
1974: Unconformities on the Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 89-100.

Klassen, R.A.
1981: Aspects of the glacial history of Bylot Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 317-326.
1985: An outline of the glacial history of Bylot Island shell-bearing deposits; in Quaternary Environments; Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, ed. J.T. Andrews; George Allen and Unwin, Boston, p. 428-460.

Knott, S.T. and Hoskins, H.
1968: Evidence of Pleistocene events in the structure of the continental shelf off northeastern United States; Marine Geology, v. 6, p. 5-43.

Kontopoulos, N. and Piper, D.J.W.
1982a: Storm-graded sand at 200 m water depth, Scotian Shelf, eastern Canada; Geo-marine Letters, v. 2, p. 77-81.
1982b: Late Quaternary lithostratigraphy and sedimentation, Kaipokok Bay, Labrador; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 1-6.

Koreneva, E.V., Zaklinskaya, E.D., Bratseva, G.M., and Kartashova, G.G.
1976: Palynology studies of Sites 336, 338, 345, 346, and 348, DSDP Leg 38; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 38, ed. M. Talwani et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 38, p. 1169-1193.

Kranck, K.
1971: Surficial geology of Northumberland Strait; Geological Survey of Canada, Paper 71-53, 10 p.
1972: Geomorphological developments and post-Pleistocene sea-level changes, Northumberland Strait, Maritime Provinces; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 835-844.

Kurtz, D.D. and Anderson, J.B.
1979: Recognition and sedimentologic descriptions of recent debris flow deposits from the Ross and Weddell Seas, Antarctica; Journal of Sedimentary Petrology, v. 49, p. 1159-1170.

Laine, E.P.
1980: New evidence from beneath the western North Atlantic for the depth of glacial erosion in Greenland and North America; Quaternary Research, v. 14, p. 188-198.

Laine, E.P. and Bell, M.
1982: Reply to Andrews' comment; Quaternary Research, v. 17, p. 125-127.

Latouche, C. and Parra, M.
1979: La sédimentation au Quaternaire – Récent dans le "Northwest Atlantic Mid-Ocean Canyon" – apport des données minéralogiques et géochimiques; Marine Geology, v. 29, p. 137-164.

Laughton, A.S. et al.
1972: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 12; United States Government Printing Office, Washington, 1243 p.

Lazier, J.R.N.
1982: Seasonal variability of temperature and salinity in the Labrador Current; Journal of Marine Research, v. 40, p. 341-356.
1985: Arctic runoff in the North Atlantic Ocean; Bedford Institute of Oceanography Review '84, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, p. 21-24.

Leslie, R.J.
1963: Foraminiferal study of a cross section of Hudson Bay, Canada; Geological Survey of Canada, Paper 63-16, 28 p.
1965: Ecology and paleoecology of Hudson Bay foraminifera; Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, Report 65-6, 192 p.

Letson, J.R.J.
1981: Sedimentology in southwestern Mahone Bay; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 199 p.

Lewis, C.F.M., Blasco, S.M., Bornhold, B.D., Hunter, J.A.M., Judge, A.S., Kerr, J.W., McLaren, P., and Pelletier, B.R.
1977: Marine geological and geophysical activities in Lancaster Sound and adjacent fiords; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 495-506.

Livingstone, D.A.
1968: Some interstadial and postglacial pollen diagrams from eastern Canada; Ecological Monographs, v. 38, p. 87-125.

Livingstone, D.A. and Livingstone, B.G.R.
1958: Late-glacial and post-glacial vegetation from Gillis Lake in Richmond County, Cape Breton Island, Nova Scotia; American Journal of Science, v. 256, p. 341-359.

Lobsiger, U.
1979: Stable carbon isotope ratios as a bulk parameter to elucidate aspects of the organic carbon cycle in marine systems; Department of Oceanography Report, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 50 p.

Løken, O.H.
1962: On the vertical extent of glaciation in northeastern Labrador - Ungava; Canadian Geographer, v. 6, p. 106-119.
1978: Postglacial tilting of Akpatok Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1547-1553.

Løken, O.H. and Hodgson, D.A.
1971: On the submarine geomorphology along the east coast of Baffin Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 195-195.

Lohmann, G.P.
1978: Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the south Atlantic Ocean; Journal of Foraminiferal Research, v. 8, p. 6-34.

Loring, D.H. and Nota, D.J.G.
1966: Seafloor conditions around the Magdalen Islands, southern Gulf of St. Lawrence; Journal of the Fisheries Research Board of Canada, v. 23, p. 1197-1207.
1973: Morphology and sediments of the Gulf of St. Lawrence; Fisheries Research Board of Canada Bulletin, v. 182, 147 pp.

Macko, S.A.
1983: Source of organic nitrogen in mid-Atlantic coastal bays and continental shelf sediments of U.S.: isotopic evidence; Carnegie Institution of Washington Year Book, 1982, p. 390-394.

Macko, S.A. and Aksu, A.E.
1986: Amino acid epimerization in planktonic foraminifera suggests slow sedimentation rates for the Alpha Ridge region of Arctic Ocean; Nature, v. 22, no. 6039, p. 730-732.

Macko, S.A., Estep, M.F., Hare, P.E., and Hoering, T.C.
1983 : Stable nitrogen and carbon isotopic composition of individual amino acids isolated from cultured microorganisms; Carnegie Institution of Washington Year Book 1982, p. 404-410.

Macko, S.A., Ivany, D.E., and Pulchan, K.
1985 : Organic geochemistry of Baffin Island fjords; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, p. 650.

MacLean, B.
1985 : Geology of the Baffin Island Shelf; in Quaternary Environments : Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, ed. J.T. Andrews; George Allen and Unwin, Boston, p. 154-176.

MacLean, B. and Vilks, G.
1986 : Marine geological program in the Byam Martin Channel - Lougheed Island region, Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 769-774.

MacLean, B., Fader, G.B., and King, L.H.
1976 : Surficial geology of Canso Bank and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Paper 76-15, 11 p.

MacLean, B., Williams, G.L., Jennings, A., and Blakeney, C.
1986a : Bedrock and surficial geology of Cumberland Sound, N.W.T.; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 605-615.

MacLean, B., Williams, G.L., Sanford, B.V., Klassen, R.A., Blakeney, C., and Jennings, A.
1986b : A reconnaissance study of the bedrock and surficial geology of Hudson Strait, N.W.T.; preliminary results; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 617-635.

MacLean, B., Woodside, J.M., and Girouard, P.
1984 : Geological and geophysical investigations in Jones Sound, N.W.T.; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 359-365.

Macpherson, E.
1982 : Postglacial vegetational history of the eastern Avalon Peninsula, Newfoundland, and Holocene climatic change along the eastern Canadian seaboard; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 175-196.

Mangerud, J., Lie, S.E., Furnes, H., Kristiansen, I.L., and Lomo, L.
1984 : A younger Dryas ash bed in western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic; Quaternary Research, v. 21, p. 85-104

Mariotti, A., Letolle, R., and Sherr, E.
1983 : Distribution of stable nitrogen isotopes in a salt marsh estuary; Estuaries, v. 6, p. 304-305.

Markussen, B., Zahn, R., and Thiede, J.
1985 : Late Quaternary sedimentation in the eastern Arctic Basin : stratigraphy and depositional environment; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 50, p. 271-284.

Marlowe, J.I.
1968 : Sedimentology of Prince Gustaf Adolf Sea, District of Franklin, Polar Continental Shelf Project; Geological Survey of Canada, Paper 66-29, p. 1-83.

Martini, E.
1971 : Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation; Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, Rome, p. 739-785.

Masson, D.G., Gardner, J.V., Parson, L.M., and Field, M.E.
1984 : Morphology of Upper Laurentian Fan using GLORIA long-range sidescan sonar; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 69, p. 950-959.

Mathews, W.H.
1975 : Cenozoic erosion and erosion surfaces in eastern North America; American Journal of Science, v. 275, p. 818-824.

McMillan, N.J.
1973 : Shelves of Labrador Sea and Baffin Bay, Canada; in The Future Petroleum Provinces of Canada - their Geology and Potential, ed. R.G. McCrossan; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 473-577.
1978 : Surficial geology of Labrador and Baffin Island shelves; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 451-469.

Meagher, L.
1984 : Interpretation of Quaternary and upper Neogene seismic stratigraphy on the continental slope of St. Pierre Bank; Geological Survey of Canada, Open File 1077, 23 p.

Middleton, G.V. and Southard, J.B.
1984 : Mechanics of sediment movement; Short Course No. 3, Lecture Notes, Eastern Section of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Providence, Rhode Island, March 13-14, 1984, 401 p.

Miller, A.A.L., Mudie, P.J., and Scott, D.B.
1982 : Holocene history of Bedford Basin, Nova Scotia; foraminifera, dinoflagellate and pollen records; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2342-2367.

Miller, G.H.
1980 : Late Foxe glaciation of southern Baffin Island, N.W.T., Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 91, p. 399-405.
1982 : Glaciation of southeastern Meta Incognita Peninsula, Baffin Island; evidence for a Labradorean ice-dispersal center; in 11th Annual Arctic Workshop, Institute of Arctic and Alpine research, Boulder, Colorado, March 1982, Program and Abstracts, p. 65-67.
1985 : Aminostratigraphy of Baffin Island shell-bearing deposits; in Quaternary Environments : Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, ed. J.T. Andrews; George Allen and Unwin, Boston, p. 394-427.

Miller, G.H., Andrews, J.T., and Short, S.K.
1977 : The last interglacial-glacial cycle, Clyde Foreland, Baffin Island, Northwest Territories : stratigraphy, biostratigraphy and chronology; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2824-2857.

Miller, R.O., Macnab, R., Amos, C.L., and Fader, G.B.
1983 : Canadian east coast multiparameter surveys, 1982; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 331-334.

Milliman, J.D. and Emery, K.O.
1968 : Sea levels during the last 35,000 years; Science, v. 162, p. 2824-2857.

Minicucci, D.A. and Clark, D.L.
1983 : A Late Cenozoic stratigraphy for glacial-marine sediments of the eastern Alpha Cordillera, central Arctic Ocean; in Glacial-marine Sedimentation, ed. B.F. Molnia; Plenum Publishing Corp., N.Y. and London, p. 331-365.

Mode, W.N.
1986 : Pre-Holocene pollen and molluscan records from eastern Baffin Island, Canada; in Quaternary Environments; Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, ed. J.T. Andrews; George Allen and Unwin, Boston, p. 502-519.

Molnia, B.F.
1983 : Distal glacial-marine sedimentation : abundance, composition, and distribution of north Atlantic Ocean Pleistocene ice-rafted sediment; in Glacial-Marine Sedimentation, ed. B.F. Molnia; Plenum Press, New York, p. 593-626.

Moran, K. and Hurlbut, S.
1986 : Analysis of potential slope instability due to wave loading on the Scotian Shelf; Proceedings of the 3rd Canadian Conference on Marine Geotechnology, St. John's, Newfoundland, p. 503-504.

Morris, T.H.
1983 : The stratigraphy and late Pleistocene sedimentological history of the Lomonosov Ridge - Makarov Basin, central Arctic Ocean; M.Sc. thesis, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin, 100 p.

Mosher, D.C.
1986 : Late Wisconsinan sedimentation on the Scotian Slope near Verrill Canyon; M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland.

Mudie, P.J.
1980 : Palynology of later Quaternary marine sediments, eastern Canada; Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 638 p.
1982 : Pollen distribution in recent marine sediments, eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 729-747.
1983 : Miocene palynosuccessions : volcanic or glacial cause?; 16th Annual Meeting of American Association of Stratigraphic Palynologists, Programs and Abstracts, San Francisco, Nov. 1983, p. 30.
1985 : Palynology of the CESAR cores, Alpha Ridge; in Initial Geological Report on CESAR - the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean, ed. H.R. Jackson, P.J. Mudie, and S.M. Blasco; Geological Survey of Canada Paper 84-22, p. 149-174.
1986 : Palynology and dinoflagellate biostratigraphy of DSDP Leg 94, Sites 607 and 611, North Atlantic Ocean; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 94, ed. Ruddiman W.F., Kidd, R.B. and Thomas, E.T.; United States Government Printing Office, Washington, v. 94, p. 785-812.

Mudie, P.J. and Aksu, A.E.
1984 : Paleoclimate of Baffin Bay from 300,000-year record of foraminifera, dinoflagellates and pollen; Nature, v. 312, p. 630-634.

Mudie, P.J. and Blasco, S.M.
1985 : Lithostratigraphy of the CESAR cores; in Initial Report on CESAR - the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean, ed. H.R. Jackson, P.J. Mudie and S.M. Blasco; Geological Survey of Canada, Paper 84-22, p. 59-99.

Mudie, P.J. and Guilbault, J.-P.
1982 : Ecostratigraphic and paleomagnetic studies of late Quaternary sediments on the Northeast Newfoundland Shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 107-116.

Mudie, P.J. and Helgason, J.
1983 : Palynological evidence for Miocene climatic cooling in eastern Iceland about 9.8 Myr ago; Nature, v. 303, p. 689-692.
Mudie, P.J. and Jackson, H.R.
1985 : Summary; in Initial Geological Report on CESAR - the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean, ed. H.R. Jackson, P.J. Mudie, and S.M. Blasco; Geological Survey of Canada, Paper 84-22, p. 3-10.
Mudie, P.J. and Keen, C.E.
1983 : Dinoflagellate distribution and Quaternary glacial-interglacial records in the northwest Atlantic and Baffin Bay; American Association of Stratigraphic Palynologists Proceedings, Palynology, v. 7, p. 244.
Mudie, P.J. and Short, S.K.
1985 : Marine palynology of Baffin Bay; in Quaternary Environments : Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, ed. J.T. Andrews; George Allen and Unwin, Boston, p. 263-308.
Mudie, P.J., Keen, C.E., Hardy, I.A., and Vilks, G.
1984 : Multivariate analysis and quantitative paleoecology of benthic foraminifera in surface and late Quaternary shelf sediments, northern Canada; Marine Micropaleontology, v. 8, p. 283-313.
Müller, J. and Milliman, J.D.
1973 : Relict carbonate rich sediments on southwestern Grand Bank, Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1744-1750.
Myers, R.A.
1986 : Late Cenozoic acoustic stratigraphy of the Labrador Sea; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia.
Nambudiri, E.M.V., Teller, J.T., and Last, W.M.
1980 : Pre-Quaternary microfossils - a guide to errors in radiocarbon dating; Geology, v. 8, p. 123-126.
Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S., and Edwards, B.D.
1979 : A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems; in Geology of Continental Slopes, ed. L.J. Doyke and O.H. Pilkey; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, No. 27, p. 61-73.
Nelson, C.H. and Kulm, L.D.
1973 : Submarine fans and deep-sea channels; in Turbidites and Deep Water Sedimentation; Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Pacific Section, Short Course, p. 39-78.
Nelson, R.E. and Carter, D.L.
1985 : Pollen analysis of Late Pliocene and Early Pleistocene section from the Gubik Formation of arctic Alaska; Quaternary Research, v. 24, p. 295-306.
Normark, W.R., Piper, D.J.W., and Stow, D.A.V.
1983 : Quaternary development of channels, levees and lobes on middle Laurentian Fan; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 1400-1409.
Oldale, R.N.
1976 : Notes on a generalized geological map of Cape Cod; United States Geological Survey, Open File Report 76-765, 23 p.
Oldale, R.N. and Eskenasy, D.M.
1983 : Regional significance of pre-Wisconsinan till from Nantucket Island, Massachusetts; Quaternary Research, v. 19, p. 302-311.
Orheim, O. and Elverhoi, A.
1981 : Model for submarine glacial deposition; Annals of Glaciology, v. 2, p. 123-127.
Osterman, L.E.
1982 : Late Quaternary history of southern Baffin Island, Canada : a study of foraminifera and sediments from Frobisher Bay; Ph.D. thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado, 380 p.
Osterman, L.E. and Andrews, J.T.
1983 : Changes in glacial-marine sedimentation in core HU 77-159, Frobisher Bay, Baffin Island, N.W.T. : a record of proximal, distal and ice-rafting glacial-marine environments; in Glacial-Marine Sedimentation, ed. B.J. Molnia, Plenum-Press, New York, p. 451-494.
Osterman, L.E., Miller, G.H., and Stravers, J.A.
1985 : Late and mid-Foxe glaciation of southern Baffin Island; in Quaternary Environments; Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, ed. J.T. Andrews; George Allen and Unwin, Boston, p. 520-545.
Pastouret, L., Auffret, G.A., Hoffert, M., Melguen, M., Needham, H.D., and Latouche, C.
1975 : Sédimentation sur la Ride de Terre-Neuve; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1019-1035.
Paterson, W.S.B.
1981 : The physics of glaciers; 2nd edition, Pergamon Press, 380 p.
Pelletier, B.R.
1966 : Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relation to crustal movements; in Symposium on Continental Drift, ed. G.V. Garland; Royal Society of Canada, Special Publication No. 9, p. 77-101.
1969 : Submarine physiography, bottom sediments and models of sediment transport in Hudson Bay; Geological Survey of Canada, Paper 68-53, p. 100-135.
1980 : Selected physical characteristics of the Lancaster Sound region, geology and physiography; Indian and Northern Affairs Canada, p. 1-25.
Peltier, W.R. and Hyde, W.
1984 : A model of the Ice Age cycle; in Milankovitch and Climate, ed. A.L. Berger; Reidel Publ. Co., Amsterdam, v. 2, p. 565-580.
Pereira, C.P.G., Piper, D.J.W., and Shor, A.N.
1985 : SeaMARC I midrange sidescan sonar survey of Flemish Pass, east of the Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Open File 1161.
Peters, K.E., Sweeney, R.E., and Kaplan, I.R.
1978 : Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter; Limnology and Oceanography, v. 23, p. 598-604.
Pilot of Arctic Canada, Vol II, 2nd Ed.
1968 : Canadian Hydrographic Service, Ottawa, 468 p.
Piper, D.J.W.
1975a : Upper Cenozoic glacial history south of the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 503-508.
1975b : Late Quaternary deep water sedimentation off Nova Scotia and western Grand Banks; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 195-204.
Piper, D.J.W. and Aksu, A.E.
1987 : The source and origin of the Grand Banks turbidity current inferred from sediment budgets; Geomarine Letters, v. 7, p. 177-182.
Piper, D.J.W. and Normark, W.R.
1982 : Acoustic interpretation of Quaternary sedimentation and erosion on the channelled upper Laurentian Fan, Atlantic margin of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1974-1984.
1983 : Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland; Sedimentology, v. 30, p. 681-694.
Piper, D.J.W. and Sparkes, R.
1986 : Shallow sediment instability in the central part of Flemish Pass, East of the Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Open File, 1368 p.
1987 : Proglacial sediment instability features on the Scotian Slope at 63°W; Marine Geology, v. 76, p. 15-31.
Piper, D.J.W., Farre, J.A., and Shor, A.N.
1985a : Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1508-1517.
Piper, D.J.W., Letson, J.R.J., de Iure, A.M., and Barrie, C.Q.
1983 : Sediment accumulation in low-sedimentation, wave-dominated, glaciated inlets; Sedimentary Geology, v. 36, p. 195-215.
Piper, D.J.W., Mudie, P.J., Aksu, A.E., and Hill, P.R.
1978 : Late Quaternary sedimentation, 50°N, north-east Newfoundland Shelf; Géographie physique et Quaternaire, v. 32, p. 321-332.
Piper, D.J.W., Mudie, P.J., Letson, J.R.J., Barnes, N.E., and Iuliucci, R.J.
1986 : The marine geology of the inner Scotian Shelf off the South Shore, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-19.
Piper, D.J.W., Normark, W.R., and Sparkes, R.
1987 : Late Cenozoic stratigraphy of the central Scotian Slope, eastern Canada; Canadian Bulletin of Petroleum Geology, v. 35, p. 1-11.
Piper, D.J.W., Shor, A.N., Farre, J.A., O'Connell, S., and Jacobi, R.
1985b : Sediment slides around the epicenter of the 1929 Grand Banks earthquake; Geology, v. 13, p. 538-541.
Piper, D.J.W., Shor, A.N., and Hughes Clarke, J.E.
1988 : The 1929 Grand Banks earthquake, slump and turbidity current; Geological Society of America, Special Paper 229, p. 77-92.
Piper, D.J.W., Stow, D.A.V., and Normark, W.R.
1984 : The Laurentian Fan - Sohm Abyssal Plain; Geo-marine Letters, v. 3, p. 144-146.
Poore, R.Z.
1981 : Temporal and spatial distribution of ice-rafted mineral grains in Pliocene sediments of the North Atlantic : Implications for late Cenozoic climatic history; in The Deep Sea Drilling Project : A Decade of Progress, ed. J.E. Warme, R.G. Douglas, and E.L. Winterer; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 32, p. 505-516.

Poore, R.Z. and Berggren, W.A.
1974 : Pliocene biostratigraphy of the Labrador Sea : calcareous plankton; Journal of Foraminiferal Research, v. 4, p. 91-108.

Powell, R.D.
1984 : Glaciomarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples; Marine Geology, v. 57, p. 1-54.

Praeg, D.B., MacLean, B., Hardy, I.A., and Mudie, P.J.
1986 : Quaternary geology of the southeast Baffin Island continental shelf, N.W.T; Geological Survey of Canada, Paper 85-14, 38 p.

Pratt, R.M. and Schlee, J.
1969 : Glaciation on the continental margin of New England; Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 2335-2342.

Prest, V.K.
1984 : The Late Wisconsinan glacier complex; in Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24, ed. R.J. Fulton; Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 21-36.

Prest, V.K. and Grant, D.R.
1969 : Retreat of the last ice sheet from the Maritime Provinces - Gulf of St. Lawrence region; Geological Survey of Canada, Paper 69-23, 15 p.

Prest, V.K., Terasmae, J., Matthews, J.V., and Lichtfederovich, S.
1976 : Late Quaternary history of the Magdalen Islands, Quebec; Maritime Sediments, v. 12, p. 39-59.

Quinlan, G.
1985 : A numerical model of post-glacial relative sea-level change near Baffin Island; in Quaternary Environments : Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, ed. J.T. Andrews; George Allen and Unwin, Boston, p. 560-584.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1981 : A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea levels in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1146-1161.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1982 : The deglaciation of Atlantic Canada as reconstructed from the postglacial relative sea-level record; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2232-2246.

Railton, J.B.
1973 : Vegetation and climatic history of southwestern Nova Scotia in relation to a South Mountain ice cap; Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 146 p.
1975 : Post-glacial history of Nova Scotia; Proceedings of Nova Scotian Institute of Science, v. 27, Supplement No. 3, p. 37-42.

Rampton, V.N.
1982 : Quaternary geology of the Yukon coastal plain; Geological Survey of Canada, Bulletin 317, 49 p.
1988 : Quaternary geology of the Tuktoyaktuk Coastlands; Geological Survey of Canada, Memoir 423, 98 p.

Rampton, V.N., Gauthier, R.C., Thibault, J., and Seaman, A.A.
1984 : Quaternary geology of New Brunswick; Geological Survey of Canada, Memoir 416, 77 p.

Reinson, G.E.
1980 : Variation in tidal inlet morphology and stability, northeast New Brunswick; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 23-39.

Repenning, C.A.
1983 : New evidence for the age of the Grubik Formation, Alaskan North Slope; Quaternary Research, v. 19, p. 356-372.
1984 : Quaternary rodent biochronology and its correlation with climatic and magnetic stratigraphics; in Correlation of Quaternary Chronologies, ed. W.C. Mahaney; Geo Books, J.W. Arrowsmith, Bristol, England, p. 1-14.

Richardson, M.J., Wimbush, M., and Mayer, L.
1981 : Exceptionally strong near-bottom flows on the continental rise of Nova Scotia; Science, v. 213, p. 897-898.

Rogers, M.A. and Koons, C.B.
1969 : Organic carbon 13-C values from Quaternary marine sequences in Gulf of Mexico : a reflection of paleotemperature changes; Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 19, p. 529-534.

Ruddiman, W.F.
1977 : Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the sub-polar North Atlantic (latitude 40° to 65°N); Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1813-1827.

Ruddiman, W.F. and Glover, L.K.
1972 : Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 2817-2836.

Ruddiman, W.F. and Glover, L.K.
1975 : Subpolar north Atlantic circulation at 9,300 yr. B.P. : faunal evidence; Quaternary Research, 5, p. 361-389.

Ruddiman, W.F. and McIntyre, A.
1981a : The North Atlantic Ocean during the last deglaciation; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 35, p. 145-214.
1981b : Oceanic mechanisms for the amplification of the 23,000-year ice volume cycle; Science, v. 212, p. 617-627.
1984 : Ice age thermal response and climatic role of the surface Atlantic Ocean, 40°N to 63°N; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 381-396.

Ruddiman, W.F., Kidd, R.B., Thomas, E.T. et al. (ed.)
1987 : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; United States Government Printing Office, Washington, D.C., v. 94, 1261 p.

Rutter, N.W.
1985 : Dating methods of Pleistocene deposits and their problems; Geoscience Canada, Reprint Series 2, 87 p.

Rutter, N.W., Crawford, R.J., and Hamilton, R.D.
1979 : Dating methods of Pleistocene deposits and their problems. IV. Amino acid racemization dating; Geoscience Canada, v. 6, p. 122-128.

Sancetta, C., Imbrie, J., and Kipp, N.G.
1973 : Climatic record of the past 130,000 years in North Atlantic deep sea core V23-82 : correlation with terrestrial record; Quaternary Research, v. 3, p.110-116.

Schafer, C.T.
1977 : Distribution and depositional history of sediments in Baie des Chaleurs, Gulf of St. Lawrence; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 593-605.

Schafer, C.T. and Carter, L.
1986 : Ocean bottom mapping in the 1980's; Sea Frontiers, v. 32, p. 122-130.

Schafer, C.T. and Mudie, P.J.
1980 : Spatial variability of foraminifera and pollen in two nearshore sediment sites, St. Georges Bay, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 313-324.

Schafer, C.T. and Scott, D.B.
1985 : Micropaleontology, textural and isotopic characteristics of turbidites on the continental slope and rise of Newfoundland; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, p. 63.

Schafer, C.T., Tan, F.C., Williams, D.F., and Smith, J.N.
1985 : Late glacial to Recent stratigraphy, paleontology, and sedimentary processes : Newfoundland continental slope and rise; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 266-282.

Schafer, J.P. and Hartshorn, J.H.
1965 : The Quaternary of New England; in The Quaternary of the United States, ed. H.E. Wright and D.G. Frey; Princeton University Press, p. 113-128.

Schlee, J.
1973 : Atlantic continental shelf and slope of the United States - sediment texture of the northeastern part; United States Geological Survey, Professional Paper 529-L, L64 p.

Schnitker, D.
1974 : West Atlantic abyssal circulation during the past 120,000 years; Nature (London), v. 248, p. 385-387.
1979 : The deep waters of the western North Atlantic during the past 24,000 years and the re-initiation of the Western Boundary Undercurrent; Marine Micropaleontology, v. 4, p. 265-280.

Schwarcz, H.P. and Blackwell, B.
1985 : Dating methods of Pleistocene deposits and their problems, II Uranium series disequilibrium dating; in Dating Methods of Pleistocene Deposits and Their Problems, ed. N.W. Rutter; Geoscience Canada, Reprint Series 2, p. 9-18.

Scott, D.B. and Greenberg, D.A.
1983 : Relative sea-level rise and tidal development in the Fundy tidal system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1554-1564.

Scott, D.B. and Medioli, F.S.
1980 : Living vs. total foraminiferal populations : their relative usefulness in paleoecology; Journal of Paleontology, v. 54, p. 814-831.
1982 : Holocene relative sea level fall and rise represented in a submarine core from Nova Scotia; Geology, v. 10, p. 278-281.

Scott, D.B., Baki, V., Mackinnon, K., Mudie, P.J., and Cole, F.
1986a : Pleistocene trends of benthic foraminifera in Arctic Ocean CESAR cores : comparison with isotopic and palynological records; Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Ottawa, Ontario, Program with Abstracts.

Scott, D.B., Baki, V., Younger, C.D., Mudie, P.J., and Vilks, G.
1984a : Oxygen isotope studies on late-Pleistocene Holocene benthonic foraminifera from the Eastern Canadian margin; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, p. 649.

Scott, D.B., Mackinnon, K.D., Baki, V., Mudie, P.J., de Vernal, A., and Hillaire-Marcel, C.
1986b : Paleoceanography of the Labrador Sea - Baffin Bay subarctic corridor; benthonic foraminiferal, palynological and stable isotopic evidence; 99th Annual Meeting Geological Society of America, Abstracts with Programs, p. 743.

Scott, D.B., Mudie, P.J., Vilks, G., and Younger, D.C.
1984b : Latest Pleistocene-Holocene paleoceanographic trends on the continental margin of eastern Canada : foraminifera, dinoflagellate and pollen evidence; Marine Micropaleontology, v. 9, p. 181-218.

Segall, M.P., Barrie, J.V., Lewis, C.F.M., and Maher, M.L.J.
1985 : Clay minerals across the Tertiary-Quaternary boundary, northeastern Grand Banks of Newfoundland : preliminary results; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 63-68.

Segl, M., Mangini, A., Bonani, G., Hofmann, H.J., Nessi, M., Suter, M., Wolfli, Friedrich, G., Pluger, W.L., Wiechoski, A., and Beer, J.
1984 : "Be-dating of a manganese crust from central North Pacific and implications for ocean palaeocirculation; Nature, v. 309, p. 540-543.

Sejrup, H.P., Miller, G.H., Brigham-Grette, J., Lovlie, R., and Hopkins, D.
1984 : Amino acid epimerization implies rapid sedimentation rates in Artic Ocean cores; Nature, v. 310, p. 772-775.

Shackleton, N.J. and Hall, M.A.
1984 : Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project Hole 552A : Plio-Pleistocene glacial history; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 81, ed. D.G. Roberts and D. Schnitker; United States Government Printing Office, Washington, v. 81, p. 599-609.

Shackleton, N.J. and Kennett, J.P.
1975 : Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation : oxygen and carbon isotope analysis in DSDP Sites 277, 279, and 281; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 29, ed. J.P. Kennett et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 29, p. 743- 755.

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D.
1973 : Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238 : oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale; Quaternary Research, v. 3, p. 39-55.
1976 : Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, Late Pliocene to Latest Pleistocene; Geological Society of America, Memoir 145, p. 449-464.
1977 : Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation; Nature, v. 270, p. 216-219.

Shackleton, N.J., Hall, M.A., and Boersma, A.
1982 : Oxygen and carbon isotope data from Leg 74 foraminifera; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 74, ed. T.C. Moore, Jr. et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 74, p. 599-612.

Shearer, J.M.
1971 : Preliminary interpretation of shallow seismic reflection profiles from the west side of Mackenzie Bay, Beaufort Sea; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 71-1B, p. 131-138.
1973 : Bedrock and surficial geology of the northern Gulf of St. Lawrence as interpreted from continuous seismic reflection profiles; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 285-303.

Shepard, F.P.
1930 : Fundian faults or Fundian glaciers; Geological Society of America Bulletin, v. 41, p. 659-674.
1931 : St. Lawrence (Cabot Strait) submarine trough; Geological Society of America Bulletin, v. 42, p. 853-864.
1972 : Submarine Geology, third edition; Harper and Row, New York, 517 p.

Shilts, W.W.
1980 : Flow patterns in the central North American ice sheet; Nature, v. 286, p. 213-218.

Shor, A.N., Kent, D.V., and Flood, R.D.
1984 : Contourite or turbidite ? magnetic fabric of fine grained Quaternary sediments, Nova Scotia continental rise; Geological Society of London, Special Publication 15, p. 257-273.

Short, S.K. and Nichols, H.
1977 : Holocene pollen diagrams from subarctic Labrador-Ungava : a vegetational history and climatic change; Arctic and Alpine Research, v. 9, p. 265-290.

Sirkin, L.A.
1976 : Block Island, Rhode Island : evidence of fluctuation of the late Pleistocene ice margin; Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 574-580.

Skinner, R.G.
1973 : Quaternary stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77 p.

Slatt, R.M.
1974 : Formation of palimpsest sediments, Conception Bay, southeastern Newfoundland; Geological Society of America Bulletin, v. 42, p.853-864.
1975 : Dispersal and geochemistry of surface sediments in Halls Bay, north-central Newfoundland : application to mineral exploration; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1346-1361.
1977 : Late Quaternary terrigenous and carbonate sedimentation on the Grand Bank of Newfoundland; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1357-1367.

Slatt, R.M. and Gardiner, W.W.
1976 : Comparative petrology and source sediments of Newfoundland fiords; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1460-1466.

Smith, G.W.
1981 : Kennebunk glacial advance : a reappraisal; Geology, v. 9, p. 250-253.

Smith, J.N. and Schafer, C.T.
1984 : Bioturbation processes in continental slope and rise sediments delineated by Pb-210, microfossil and textural indicators; Journal of Marine Research, v. 42, p. 1117-1145.

Smythe, F.W., Ruddiman, W.F., and Lumsden, D.N.
1985 : Ice-rafted evidence of long-term north Atlantic circulation; Marine Geology, v. 64, p. 131-141.

Srinivasan, M.S. and Kennett, J.P.
1981 : A review of Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy : applications in the equatorial and south Pacific; in The Deep Sea Drilling Project : A Decade of Progress, ed. J.E. Warme, R.G. Douglas, and E.L. Winterer; Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication No. 32, p. 395-432.

Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B., et al.
1987 : Site Reports; Proceedings of the Ocean Drilling Program, Volume 105, Part A — Initial Reports; Ocean Drilling Program, Texas A & M University, p. 60-905.

Stanley, D.J. and Taylor, P.T.
1981 : Volcanogenic sediment and proximal versus distal provenance in abyssal plains; Marine Geology, v. 43, p. M29-M38.

Stanley, D.J., Taylor, P.T., Sheng, H., and Stuckenrath, R.
1981 : Sohm Abyssal Plain; evaluating proximal sediment provenance; Smithsonian Contributions to Marine Science, No. 11, 48 p.

Stea, R.R.
1982 : The properties, correlation and interpretation of Pleistocene sediments in central Nova Scotia; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 214 p.

Stehman, C.F.
1976 : Pleistocene and Recent sediments of northern Placentia Bay, Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1386-1392.

Stow, D.A.V.
1977 : Late Quaternary stratigraphy and sedimentation on the Nova Scotian outer continental margin; Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 360 p.
1978 : Regional review of the Nova Scotian outer margin; Maritime Sediments, v. 14, p. 17-32.
1981 : Laurentian Fan : morphology, sediments, processes and growth pattern; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 375-393.

Stow, D.A.V. and Aksu, A.E.
1978 : Disturbances in soft sediments due to piston coring; Marine Geology, v. 28, p. 135-144.

Stow, D.A.V. and Bowen, A.J.
1980 : A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents; Sedimentology, v. 27, p. 31-46.

Stow, D.A.V. and Lovell, J.P.B.
1979 : Contourites : their recognition in modern and ancient sediments; Earth Science Reviews, v. 14, p. 251-291.

Streeter, S.S. and Shackleton, N.J.
1979 : Paleocirculation of the deep North Atlantic : a 150,000 year record of benthic foraminifera and oxygen - 18; Science, v. 203, p. 168-171.

Suc, J-P. and Zagwijn, W.H.
1983 : Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data; Boreas, v. 12, p. 153-166.

Sugden, B.E. and John, B.S.
1976 : Glaciers and landscape : a geomorphological approach; Arnold Press, 376 p.

Sullivan, K.D.
1978 : Structure and evolution of the Newfoundland Basin; Ph. D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 294 p.

Sullivan, K.D. and Keen, C.E.
1977 : Newfoundland Seamounts : petrology and geochemistry; Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 461-476.

Swift, D.J.P. and Borns, H.W.
1967 : A raised fluviomarine outwash terrace, north shore of the Minas Basin, Nova Scotia; Journal of Geology, v. 75, p. 693-710.

Swift, D.J.P. and Lyall, A.K.
1968 : Origin of the Bay of Fundy; an investigation from subbottom profiles; Marine Geology, v. 6, p. 331-343.

Swift, S.A.
1985a : Late Quaternary sedimentation on the continental slope and rise off western Nova Scotia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 832-841.
1985b : Cenozoic geology of the continental slope and rise off western Nova Scotia; Ph.D. thesis, Woods Hole Oceanographic Institution Technical Paper 85-34.

Swift, S.A., Ebinger, C.J., and Tucholke, B.E.
1986 : Seismic stratigraphic correlation across the New England Seamounts, western North Atlantic Ocean; Geology, v. 14, p. 346-349.

Syvitski, J.P.M.
1984 : SAFE 1983 : Geophysical investigations; in Canadian Data Report of Hydrography and Ocean Sciences, No. 28, J.P.M. Syvitski, compiler; Sedimentology of Arctic Fjords Experiment : HU83-028 Data Report, p. 16-1 to 16-26.

Syvitski, J.P.M., Burrell, D.C., and Skei, J.M.
1986 : The fluvial deltaic environment; in Fjords : Processes and Products, Springer, New York, Chapter 3.

Syvitski, J.P.M., Farrow, G.E., Atkinson, R.J.A., Moore, P.G., and Andrews, J.T.
1989 : Baffin island fjord macrobenthos : bottom communities and environmental significance; Arctic, v. 42, p. 232-247

Syvitski, J.P.M., Silverberg, N., Ouelette, G., and Asprey, K.W.
1983 : First observations on benthos and seston from a submersible in the lower St. Lawrence estuary; Géographie physique et Quaternaire, v. 38, p. 227-240.

Szabo, B.J., Miller, G.H., Andrews, J.T., and Stuiver, M.
1981 : Comparison of uranium series, radiocarbon and amino acid data from marine molluscs, Baffin Island, Arctic Canada; Geology, v. 9, p. 451-457.

Taggart, R.E. and Cross, A.T.
1980 : Vegetation change in the Miocene Succor Creek flora of Oregon and Idaho; in Biostratigraphy of Fossil Plants, ed. D. Dilcher and T. Taylor; Hutchinson and Ross, New York, p. 185-210.

Tan, F.C. and Strain, P.M.
1980 : The distribution of sea-ice meltwater in the eastern Canadian Arctic; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 1925-1932.

Tan, F.C. and Vilks, G.
1987 : Organic carbon isotope ratios and paleoenvironmental implications for Holocene sediments in Lake Melville, southeastern Labrador; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, no. 10, p. 1884-2003.

Thiede, J., Eldholm, O. and ODP Leg 104 Shipboard Scientist Party
1986 : Reflector identified, glacial onset seen; Geotimes, March 1986, p. 12-15.

Thomas, F.C.
1985 : Lower Scotian Slope benthic foraminiferal faunas past and present, with taxonomic outline; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 150 p.

Thomas, M.L.H., Grant, D.R., and de Grace, M.
1973 : A Late Pleistocene marine shell deposit of Shippegan, New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1329-1332.

Top, Z., Clarke, W.B., Eismont, W.C., and Jones, E.P.
1980 : Radiogenic helium in Baffin Bay bottom water; Journal of Marine Research, v. 38, p. 435-452.

Trites, R.W.
1982 : Overview of oceanographic conditions in NAFO subareas 2, 3 and 4 during the 1970-79 decade; Northwest Atlantic Fisheries Organization, Scientific Council Studies, v. 5, p. 51-78.

Tucholke, B.E. et al.
1979 : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 43; United States Government Printing Office, Washington, 1115 p.

Tucker, C.M. and McCann, S.B.
1980 : Late Quaternary events on the Burin Peninsula, Newfoundland, and the islands of St. Pierre and Miquelon, France; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1462-1479.

Twenhofel, W.H.
1931 : Geology of the Mingan Islands; Geological Society of America Bulletin, v. 42, p. 575-588.

Uchupi, E. and Austin, J.
1979 : The stratigraphy and structure of the Laurentian cone region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1726-1752.

Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr., and Thompson, S. III.
1977 : Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part IV : global cycles of relative changes of sea level; in Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, ed. C.E. Payton; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 83-97.

van Hinte, J.E. et al. (ed.)
1987 : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project; United States Government Printing Office, Washington, C.D., v. 93, 1423 p.

Vilks, G.
1969 : Recent Foraminifera in the Canadian Arctic; Micropalaeontology, v. 15, p. 35-60.
1980 : Postglacial sedimentation on Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 78-28, 28 p.
1981 : Late glacial-postglacial foraminifera boundary in sediments of eastern Canada, Denmark and Norway; Geoscience Canada, v. 8, p. 48-55.

Vilks, G. and Mudie, P.J.
1978 : Early deglaciation of the Labrador Shelf; Science, v. 202, p. 1181-1183.
1983 : Evidence for postglacial paleoceanographic and paleoclimatic changes in Lake Melville, Labrador, Canada; Arctic and Alpine Research, v. 15, p. 307-320.

Vilks, G. and Rashid, M.A.
1976 : Post-glacial paleo-oceanography of Emerald Basin, Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1256-1267.
1977 : Methane in the sediments of a sub-arctic shelf; Geoscience Canada, v. 4, p. 191-197.

Vilks, G., Buckley, D.E., and Keigwin, L.
1985 : Late Quaternary sedimentation on the Southeast Sohm Abyssal Plain; Sedimentology, v. 32, p. 69-82.

Vilks, G., Deonarine, B., Wagner, F.J., and Winters, G.V.
1982 : Foraminifera and mollusca in surface sediments of southeastern Labrador Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 225-238.

Vilks, G., Hardy, I.A., and Josenhans, H.W.
1984 : Late Quaternary stratigraphy of the inner Labrador Shelf; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 57-65.

Vincent, J.-S.
1983 : La géologie du Quaternaire et la géomorphologie de l'île Banks; Arctique canadien; Commission géologique du Canada, Mémoire 405, 118 p.
1989a : Quaternary geology of the eastern Canadian Shield; in Chapter 3, Quaternary Geology of Canada and Greenland, ed. R.J. Fulton, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1)*.
1989b : The Quaternary geology of the northern Interior Plains; in Chapter 2, Quaternary Geology of Canada and Greenland, ed. R.J. Fulton, Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Survey of Canada, The Decade of North America, v. K-1)*.

Vincent, J-S., Morris, W.A., and Occhietti, S.
1984 : Glacial and nonglacial sediments of Matuyama paleomagnetic age on Banks Island, Canadian Arctic Archipelago; Geology, v. 12, p. 139-142.

Wagner, F.J.E. and Schafer, C.T.
1980 : Upper Holocene paleoceanography of inner Miramichi Bay; Maritime Sediments, 16, p. 5-10.

Wang, Y. and Piper, D.J.W.
1982 : Dynamic geomorphology of the drumlin coast of southeast Cape Breton Island; Maritime Sediments and Atlantic Geology, v. 18, p. 1-27.

Wang, Y., Piper, D.J.W., and Vilks, G.
1982 : Surface textures of turbidite sand grains, Laurentian Fan and Sohm Abyssal Plain; Sedimentology, v. 29, p. 727-736.

Warren, J.S.
1976 : The morphology of two transverse channels on the Northeast Newfoundland Shelf; Maritime Sediments, v. 12, p. 19-32.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Watkins, D.J. and Kraft, L.M.
1978 : Stability of continental shelf and slope off Louisiana and Texas : Geotechnical aspects; in Framework, Facies and Oil Trapping Characteristics of the Upper Continental Margin, ed. A.H. Bouma, G.T. Moore, and J.M. Coleman; American Association Petroleum Geologists, Studies in Geology No. 7, p. 267-286.

Weatherly, G.L. and Kelley, E.A. Jr.
1982 : "Too cold" bottom layers at the base of the Scotian Rise; Journal of Marine Research, v. 40, p. 985-1012.

Weber, J.R.
1983 : Maps of the Arctic Basin sea floor : a history of bathymetry and its interpretation; Arctic, v. 36, p. 121-142.

Weidick, A.
1976 : Glaciation and the Quaternary of Greenland; in Geology of Greenland, ed. A. Escher and W.S. Watt; Greenland Geological Survey, p. 430-459.

White, W.A.
1972 : Deep erosion by continental ice sheets; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1037-1056.

Whittaker, S.M., Chevalier, B., and Geerlof, H.
1985 : Iceberg scouring in Hudson Bay; Arctic Land-Sea Interaction, 14th Arctic Workshop, Program with Abstracts, p. 91.

Wightman, D.M.
1980 : Late Pleistocene glaciofluvial and glaciomarine sediments on the north side of the Minas Basin, Nova Scotia; Ph.D. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 426 p.

Williams, D.F., Moore, W.S., and Fillon, R.H.
1981 : Role of glacial Arctic Ocean ice sheets in Pleistocene oxygen isotope and sea level records; Earth and Planetary Science Letters, v. 56, p. 157-166.

Williams, G.L. and Bujak, J.P.
1977a : Cenozoic palynostratigraphy of offshore Eastern Canada; Contributions of Stratigraphic Palynology : Volume 1, Cenozoic Palynology; American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series No. 5A, p. 14-47.
1977b : Distribution patterns of some North Atlantic Cenozoic dinoflagellate cysts; Marine Micropalaeontology, v. 2, p. 223-233.

Williamson, M.A.
1985 : Recent foraminiferal diversity on the continental margin of Nova Scotia, Canada; Journal of Foraminiferal Research, v. 15, p. 43-57.

Williamson, M.A., Keen, C.E., and Mudie, P.J.
1984 : Foraminiferal distribution on the continental margin off Nova Scotia; Marine Micropaleontology, v. 9, p. 219-239.

Wilson, E.M. and Piper, D.J.W.
1986 : Seismic stratigraphy of the Laurentian Fan; Geological Survey of Canada, Open File 1231, 47 p.

Wilson, G.C., Litherland, A.E., and Rucklidge,J.C.
1984 : Dating of sediments using accelerator mass spectrometry; Chemical Geology, v. 44, p. 1-17.

Wintle, A.G. and Huntley, D.J.
1980 : Thermoluminescence dating of ocean sediment; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 348-360.

Wise, S.W.
1981 : Deep sea drilling in the Antarctic : focus on Late Miocene glaciation and applications of smear-slide biostratigraphy; in The Deep Sea Drilling Project : A Decade of Progress, ed. J.E. Warme, R.G. Douglas, and E.L. Winterer; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No. 32, p. 471-487.

Woodruff, F., Savin, S.M., and Douglas, R.G.
1981 : Miocene stable isotope record : a detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications; Science, v. 212, p. 665-668.

Worsley, T.R. and Herman, Y.
1980 : Episodic ice-free Arctic Ocean in Pliocene and Pleistocene time : calcareous nannofossil evidence; Science, v. 210, p. 323-325.

Worthington, L.V.
1976 : On the North Atlantic circulation; The John Hopkins Oceanographic Studies No. 6, The John Hopkins University Press, Baltimore, 110 p.

Wright, R. and Anderson, J.B.
1982 : The importance of sediment gravity flow to sediment transport and sorting in a glacial marine environment : eastern Weddell Sea, Antarctica; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 951-963.

Young, F.G. and McNeil, D.H.
1984 : Cenozoic stratigraphy of the Mackenzie delta, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Bulletin 336, p. 63.

ADDENDA

Texte rédigé en décembre 1989

D.J.W. Piper

Certaines parties du présent chapitre sont à peine achevées que déjà elles mériteraient d'être revues à la lumière des plus récents travaux. Ainsi, la radiodatation de mollusques de la plate-forme Néo-Écossaise a révélé que les âges déterminés par le carbone organique total (fig. 10-15) devraient être réduits généralement d'un facteur de 1,5 à 3; la base du Silt d'Emerald a environ 18 ka (Gipp et Piper, 1989; King et Fader, 1989). Certains indices portent à croire que l'avancée glaciaire correspondant à l'étage 4 de la stratigraphie isotopique a été plus étendue (Mosher et al., 1989) Des datations préliminaires suggèrent que les glaces du Wisconsinien tardif ont été également étendues sur les Grands Bancs et la plate-forme du Labrador (Josenhans et Zevenhuizen, 1989). Les forts taux de sédimentation que cela suppose rendent invraisemblable l'hypothèse d'une sédimentation de plate-forme glaciaire envisagée pour la plate-forme Néo-Écossaise (fig. 10-27). Le Silt d'Emerald est un dépôt proglaciaire, non sous-glaciaire. Les eaux de fonte sous-glaciaires ont joué un rôle important sur la plate-forme Néo-Écossaise (Boyd et al., 1988).

Des levés majeurs ont produit des données dans des régions que l'on connaissait relativement peu jusqu'ici, notamment la baie d'Hudson (Josenhans et Zevenhuizen, sous presse), le golfe du Saint-Laurent (Josenhans et al., sous presse; Syvitski et Praeg, 1989), les chenaux de l'archipel arctique (MacLean et al., 1989) et la plate-forme continentale de l'Arctique (Hobson et al., 1989). La zonation biostratigraphique d'eau profonde (fig. 10-3) a été modifiée considérablement suite aux résultats du parcours 105 du Programme de sondage des fonds marins (Baldauf et al., 1989)

Références

Baldauf, J.G., Clement, B., Aksu, A.E., de Vernal, A. Firth, J., Hall, F., Head, M.J., Jarrard, R., Kaminski, M.A., Lazarus, D., Monjanel, A.-L., Berggren, W.A., Gradstein, F., Knuttel, S., Mudie, P.J. and Russell, M.D. Jr.
1989 : Magnetostratigraphic and biostratigraphic synthesis of Ocean Drilling Program Leg 105 : Labrador Sea and Baffin Bay; in S.P. Srivastava, M. Arthur and B. Clements, (ed.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Leg 105, Vol. B, 935-956.

Boyd, R., Scott, D.B. and Douma, M.
1988 : Glacial tunnel valleys and the Quaternary history of the Scotia Shelf; Nature, v. 333, p. 61-64.

Gipp, M.R. and Piper, D.J.W.
1989 : Chronology of Late Wisconsinian glaciation, Emerald Basin, Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 333-335.

Hobson, G. and Canadian Ice Island Scientific Party
1989 : New features of Canadian Polar Margin; Eos, v. 70, p. 833-840.

Josenhans, H.W. and Zevenhuizen, J.
1989 : Quaternary Geology, Labrador Sea; in J.S. Bell, ed., Labrador Sea, Eat Coast Basin Atlas Series, Atlantic Geoscience Centre, p. 8-17.
in press : Dynamics of the Laurentide Ice Sheet in Hudson Bay, Canada; Marine Geology.

Josenhans, H.W., Zevenhuizen, J. and MacLean, B.
in press : Preliminary seismostratigraphic interpretations from the Gulf of St. Lawrence; in Current Research; Part D, Geological Survey of Canada Paper 90-1D.

King, L.H. and Fader G.B.
1989 : A comparison between the late Wisconsinan history of southwest and northeast Emerald Basin; Geological Survey of Canada, Open File 2060, 14 p.

MacLean, B., Sonnichsen, G., Vilks, G., Powell, C., Moran, K., Jennings, A., Hodgson, D. and Deonarine, B.
1989 : Marine geological and geotechnical investigations in Wellington, Byam Martin, Austin and adjacent channels, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada Paper 89-11, 69 p.

Mosher, D.C., Piper, D.J.W., Vilks, G., Aksu, A.E. and Fader, G.B.
1989 : Evidence for Wisconsinan glaciations in the Verrill Canyon area, Scotian Slope; Quaternary Research, v. 31, p. 27-40.

Syvitski, J.P.M. and Praeg, D.B.
1989 : Quaternary sedimentation in the St. Lawrence estuary and adjoining areas, eastern Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 43, p. 291-310.

Adresse des auteurs

D.J.W. Piper
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

G.B. Fader
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

B. MacLean
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

P.J. Mudie
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

H.W. Josenhans
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

G. Vilks
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

Imprimé au Canada

Chapitre 11

PROCESSUS SÉDIMENTAIRES ACTUELS

Introduction
- Processus sédimentaires actuels
- Cadre régional et distribution des processus
- Relation entre les processus actuels et les sédiments récents
- Transport et dépôt des sédiments dans l'eau
- Figures sédimentaires de fond marin
- Instruments

Zone côtière
- Les influences dominantes sur les côtes
- Classification des côtes
- La côte atlantique du Canada
- L'Arctique canadien

Plages sablonneuses et barres littorales

Estuaires, deltas et fjords
- Estuaires et baies
- Fjords

Plates-formes continentales
- Plates-formes de l'Est du Canada
- Plates-formes tempérées
- Plates-formes septentrionales

Talus et glacis continentaux : plaine abyssale
- Classification des milieux abyssaux
- Talus et glacis continentaux
- Plaine abyssale

Résumé

Références

Chapitre 11

PROCESSUS SÉDIMENTAIRES ACTUELS

C.L. Amos

avec la participation de

J.V. Barrie, D.E. Buckley, R.W. Dalrymple, B. d'Anglejan, R. Davidson-Arnott, G.B. Fader, R. Gillie, J.R. Harper, P.R. Hill, D.A. Huntley, H.W. Josenhans, M.J. Keen, D.J.W. Piper, J.P.M. Syvitski, B.B. Taylor et R.B. Taylor

INTRODUCTION

Au cours des 40 dernières années, la sédimentologie est devenue une science multidisciplinaire, principalement en raison des études menées sur les sédiments récents et les processus associés, en vue de permettre leur corrélation avec les processus anciens. L'étude des processus sédimentaires actuels a emprunté ses méthodes et principes aux sciences appliquées de l'océanographie et du génie. Ainsi, des relations quantitatives plutôt que descriptives commencent à prédominer, particulièrement dans le domaine du transport des sédiments. Le présent chapitre décrit les caractéristiques des sédiments récents au large des côtes de l'Est du Canada ainsi que les processus qui régissent leurs attributs. Ces caractéristiques sont décrites du point de vue de la dynamique du comportement des sédiments et sont associées à divers processus existant sur la marge continentale. Le chapitre 10 du présent volume traite de la distribution des faciès et de l'importance géologique des processus actuels.

Processus sédimentaires actuels

C.L. Amos et M.J. Keen

Les processus sédimentaires actuels sont considérés comme les agents observables aujourd'hui qui influent sur l'érosion, le transport ou le dépôt des sédiments. Ces agents peuvent être physiques, biologiques ou chimiques. Les agents physiques importants qui sont reconnus sur la marge continentale de l'Est du Canada sont le mouvement des vagues superficielles de gravité et des vagues d'infragravité; les courants de marée, les courants générés par les vents, les courants d'inertie ou ceux produits par des différences de densité; les vagues internes; ainsi que le transport glaciel et l'affouillement glaciaire. Parmi les agents biologiques, mentionnons l'endofaune du fond marin responsable de la bioturbation, les organismes sessiles qui croissent attachés au fond et la faune nectonique engendrant la pelletisation des matières en suspension. Les changements dans la chimie de l'eau peuvent influencer le processus de floculation, qui est important pour le dépôt des particules, et provoquer la diagenèse au sein d'un substrat, modifiant ainsi les propriétés géotechniques d'un sédiment et par conséquent sa résistance à l'érosion.

Chacun des processus susmentionnés a des effets différents et souvent inconnus sur les sédiments, dépendant de leur granulométrie. Aussi, la première étape de la description des processus actuels de sédimentation au large de la côte Est du Canada consiste en une caractérisation de la distribution et de la nature des sédiments modernes. La figure 11-1 (A à D) montre la texture des sédiments de surface dans l'Est du Canada. L'origine de la granulométrie observée n'est pas toujours évidente.

La distribution et la nature des sédiments marins récents sont fonction de leur histoire géologique et des événements récents qui les modifient. Comment peut-on différencier les attributs récents des sédiments de ceux hérités ? Les sédiments de surface des plates-formes orientales sont à la fois autochtones (surtout pour les fractions sableuses et graveleuses) et allochtones (surtout pour les sédiments à grain fin); les matériaux allochtones proviennent du remaniement et de la dispersion de matériaux de dépôts glaciaires (King et Fader, 1986). Les processus qui remanient les sédiments autochtones modifient en partie leur fabrique, leur répartition granulométrique, leur minéralogie et leur structure interne (Swift et Ludwick, 1976). On se sert de la prédominance relative des attributs qui résultent manifestement de processus récents, par rapport aux attributs des sédiments d'origine, pour déterminer si des sédiments sont récents (actifs), moribonds, palimpsestes ou résiduels. Malheureusement, le degré de modification des sédiments est rarement complet et un continuum de leurs états représente différents degrés de déséquilibre avec le régime actuel (Galloway et Hobday, 1983). Cette

Amos, C.L.
1990 : Processus sédimentaires actuels; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 11, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

situation est particulièrement vraie dans le cas des plates-formes continentales comme celles de l'Est du Canada où il n'existe généralement aucune relation simple entre les processus actuels et les dépôts de surface de la plate-forme continentale (Walker, 1979). Cela rend difficile la corrélation entre un processus et un attribut récent particulier des sédiments.

La différenciation entre les sédiments dits récents et ceux dits résiduels (Emery, 1968; Curray, 1969) a abouti à des ambiguïtés dans la définition des sédiments récents de la marge continentale de l'Est du Canada. Trumbull (1972), par exemple, qualifie de résiduels les sédiments qui forment un placage sur le banc de Georges, car leur minéralogie et leur texture reflètent leur origine glaciaire; par contre, Swift (1976) estime que ces sédiments sont récents, en se basant sur les figures sédimentaires de fond qui se forment actuellement. On a retrouvé des ambiguïtés similaires pour les sables superficiels du Banquereau, qui sont résiduels d'après leur faune fossile (Miller et Scott, 1984), mais récents d'après leur mobilité et leur stratigraphie (Amos et Knoll, 1987). La majorité des sédiments possèdent à la fois des attributs récents et des attributs résiduels; dire qu'ils sont l'un ou l'autre constitue une simplification ouvrant la voie à l'ambiguïté. Ce problème peut être contourné en appliquant le terme « récent » ou « résiduel » uniquement à l'attribut auquel il se rapporte. Ainsi, seuls les attributs récents d'un faciès sédimentaire devraient être déterminés en vue d'une corrélation ultérieure avec des processus en cours.

L'interprétation de la distribution et de la genèse d'un grand nombre de sédiments récents de surface nécessite la compréhension du comportement des sédiments aux changements de conditions hydrauliques. Il existe un cadre hydraulique général qui permet d'interpréter la stabilité d'un sédiment dans des conditions spécifiques d'écoulement - par exemple, sous l'effet d'une vague simple ou d'un courant (Komar et Miller, 1973; Niedoroda, 1982; Cole et Miles, 1983) - mais ces conditions relativement simples s'appliquent rarement. Le fond de la plate-forme continentale est généralement soumis aux effets combinés des vagues et des courants, notamment dans les régions où les tempêtes prédominent, comme sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs. Dans ces régions, la réponse du fond à l'écoulement est probablement complexe et, par conséquent, les interprétations de la stabilité des sédiments en fonction des caractéristiques hydrauliques ne sont qu'hypothétiques.

Les théories concernant l'écoulement de la couche limite de fond et le transport prévu des sédiments sont beaucoup plus nombreuses que les observations qui permettent de les évaluer (Madsen et Grant, 1976; Grant et Madsen, 1979; Seaconsult Marine Research Ltd., 1986). En outre, la mécanique de la génération des figures sédimentaires de fond, qui sont des aspects importants de classement et de transport des sédiments, est mal comprise. Ainsi, même si les figures sédimentaires de fond produites par les vagues ou les courants ont été déterminées sur une grande partie de la marge continentale de l'Est du Canada (Amos et King, 1984), les figures, si elles existent, qui résultent des effets combinés des vagues et des courants, sont actuellement inconnues. À ce problème s'ajoute celui de l'incapacité de corréler une tempête particulière à une relief de fond précis. Ce phénomène est dû au moment où se font les levés cartographiques, soit pendant des périodes de beau temps, lorsque les formes d'intérêt produites au cours d'une tempête antérieure sont en dégradation.

Les processus qui mènent à l'accumulation de sédiments cohésifs dans des milieux comme un bassin de plate-forme continentale et certaines parties du talus, du glacis et de la plaine abyssale peuvent être relativement bien modélisés (McCave et Swift, 1976; Niedoroda, 1982; Hill et Bowen, 1983; Amos et Mosher, 1985). L'érosion et l'affouillement qui agissent sur toute la marge continentale se prêtent moins facilement à la modélisation, vu la complexité de la texture et de la composition des sédiments, les propriétés physiques du fond marin telles que la plasticité, les effets de la matière organique, et les contraintes subies par le matériau (McCave, 1984). La plupart de ces influences sont inconnues dans la plus grande partie de la région extracôtière de l'Est du Canada.

Cadre régional et distribution des processus

C.L. Amos, R.B. Taylor et P.R. Hill

Les processus associés à la glace et aux tempêtes caractérisent la majeure partie de la marge continentale de l'Est du Canada. La fréquence et l'intensité de ces processus décroissent généralement avec la profondeur de l'eau. Ainsi, les changements les plus spectaculaires de faciès sédimentaires surviennent à l'avant-plage et les moins spectaculaires, dans les plaines abyssales calmes. Le long de la côte, de forts courants de marée prédominent dans les baies à marée, comme la baie de Fundy, la baie d'Ungava et la baie Frobisher. Les côtes plus exposées, comme celles de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve, subissent l'action des vagues déferlantes qui produisent les côtes rocailleuses et blocailleuses caractéristiques de ces provinces.

Les processus qui influent sur les sédiments du fond marin de la plate-forme continentale interne sont les courants produits par les raz-de-marée ou (rarement) les tsunamis, les vagues de gravité de surface, les courants générés par le vent et les courants d'inertie produits par le passage de tempêtes, les incursions fréquentes de tourbillons chauds d'eau du talus sur la plate-forme continentale, et le brassage en travers de la plate-forme (Smith et al., 1978; Trites, 1982). Les phénomènes suivants prédominent sur la plate-forme continentale externe : l'incursion des courants océaniques; l'amplification des courants de marée au-dessus des bancs de la bordure de la plate-forme; le déferlement des ondes solitaires et des vagues internes; les écoulements générés par les tempêtes; et, dans une moindre mesure, l'action des vagues de gravité de surface et d'infragravité (Smith et al., 1978; Pietrafesa, 1984).

Les phénomènes suivants prédominent sur le talus et le glacis : déferlement de vagues internes; écoulements de densité vers le bas du talus (Bowen et al, 1984); et présence du sous-courant occidental côtier (Carter et al., 1979). Sur les plaines abyssales, les processus prédominants sont associés à des tempêtes de mer profonde qui accélèrent les parties les plus profondes du sous-courant occidental côtier (Hollister et McCave, 1984).

Courants

La présence de thermoclines dans des eaux superficielles (de 10 à 40 m de profondeur) et d'haloclines (de 20 à 100 m

de profondeur) peut produire des différences remarquables dans la force et la direction de l'écoulement entre la surface de la mer et le fond. Ainsi, la répartition des sédiments illustrée aux figures 11-1A à D semble peu apparentée aux modes de circulation connus. Du point de vue sédimentologique, cette situation est malencontreuse, car la plupart des observations effectuées avant les années vingt avaient pour but principal la navigation et ont donc été faites uniquement dans des eaux de surface. Leur valeur est donc incertaine pour l'étude de la genèse des sédiments récents.

À l'est de l'île de Baffin et du Labrador, les courants froids de Baffin et du Labrador, qui coulent vers le sud, dominent la circulation marine (fig. 11-2). Près du fond océanique, ces courants ont généralement une vitesse inférieure à 0,1 m/s (Petro-Canada, 1982). Des courants d'une telle vélocité déplacent à peine les sables fins et ne pourront pas remanier les sédiments locaux, constitués généralement de till compact (voir le chapitre 10). Les courants transportent un matériau particulaire à grain fin, mis en suspension par d'autres mécanismes, vers des bassins de sédimentation situés sur les plates-formes continentales et vers les parties plus profondes de la marge continentale. La présence d'un placage mince de sable et de gravier ondulé par les vagues sur les plates-formes est de Baffin et du Labrador (fig. 11-1C, D; voir le chapitre 10) est la preuve que l'activité intermittente des vagues et la force des courants moyens ont modifié le fond marin. Ces événements associés à des tempêtes, ainsi que le transport glaciel sont les facteurs importants de la genèse des sédiments récents dans ces régions. Dans la baie d'Ungava, la baie Frobisher et le détroit d'Hudson, le régime océanographique est modifié par des courants de marée localement forts (2,5 m/s; Service hydrographique du Canada, 1978). Cependant, ce phénomène ne s'observe pas dans les sédiments du fond qui ont une texture similaire à ceux des plates-formes adjacentes de l'île de Baffin. Dans ces cas, la texture des sédiments du fond marin est régie par la nature du matériau parental à l'origine des sédiments récents. L'absence de sable reflète la lithologie du till sous-jacent.

La marge nord-est de Terre-Neuve et les Grands Bancs de Terre-Neuve ont des formes océanographiques similaires à celles des marges continentales au nord. Les variations dans l'écoulement près du fond sont le résultat de différences dans la profondeur de l'eau et dans la morphologie générale. Près du fond, il y a généralement une plus grande activité biologique et physique et, par conséquent, le remaniement y est plus important que plus loin au nord. Cette tendance est encore plus marquée sur la plate-forme Néo-Écossaise.

L'écoulement géostrophique prédominant au-dessus de la plate-forme Néo-Écossaise se fait vers le sud-ouest à la vitesse moyenne de 0,1 m/s. Les bancs externes influent beaucoup sur ces écoulements. Les dériveurs de fond lancés par Lauzier (1967) ont montré l'existence d'un courant de dérive vers l'ouest sur le Banquereau, vers le nord-est sur le banc de l'île de Sable et vers le sud-ouest sur le banc de Brown (voir la fig. 11-3C). De tels écoulements près du fond sont modifiés par des variations bathymétriques (Petrie et Anderson, 1983). Ce phénomène est particulièrement évident sur les marges et les sommets des bancs situés près de la bordure de la plate-forme, où de forts courants de marée giratoires sont le résultat de la diminution rapide de la profondeur. Par exemple, l'optimum des courants de marée près du fond sur le Banquereau atteint une vitesse de 0,4 m/s (Husky/Bow Valley East Coast Project, 1985a, b). Des plongeurs ont observé que ces courants ont un degré d'affouillement et de transport élevé dans le cas des sables à grain moyen du fond marin local. On trouve des courants de marée ayant une amplitude similaire autour de l'île de Sable (Evans-Hamilton Inc., 1977), sur les bancs de George et de Brown dans le chenal Nord-Est (Knebel, 1981) et dans la baie de Fundy. Dans ces régions, les vagues de sable et les rides de plage géantes, qui sont les produits remaniés de matériaux glaciaires, constituent la preuve d'un transport actif de sédiments (King et Fader, 1986).

La circulation en surface des régions aux eaux profondes situées au large de la côte sud-est du Canada est dominée par les eaux chaudes du Gulf Stream. Ce dernier coule au-dessus de la marge Néo-Écossaise en décrivant une série de méandres et de tourbillons, puis traverse l'Atlantique en direction nord-est. Au nord, le courant du Labrador qui transporte des eaux froides du Groenland occidental, de la baie d'Hudson et de la baie de Baffin coule vers le sud le long de la plate-forme et du talus du Labrador, traverse et contourne la marge des Grands Bancs et passe sur la plate-forme et le talus Néo-Écossais. Les courants résiduels près du fond sont représentés à la figure 11-4. Les eaux de fond sont caractérisées par des courants côtiers qui coulent vers le sud (connus collectivement sous le nom de « sous-courant occidental côtier », SCOC), le long des talus et des glacis au large du Labrador, de Terre-Neuve et de la Nouvelle-Écosse. Les détails de l'écoulement de ces courants côtiers profonds sont peu connus, mais des observations récentes laissent penser que le sous-courant occidental côtier se composerait d'au moins deux courants de fond découplés sur le glacis continental Néo-Écossais (Hogg, 1983).

Les courants qui circulent au-dessus du talus et du glacis sont complexes sur de courtes périodes de temps en raison de l'action des marées, des vagues internes et de la topographie sous-marine. Sur de plus longues périodes, les masses d'eau ont tendance à montrer une dérive nette, parallèle au tracé du talus continental (voir la fig. 11-5). L'exception s'observe dans les canyons sous-marins qui peuvent piéger des vagues internes et des vagues de haut-fond ou constituer des foyers de remontée d'eau profonde (Karl et al., 1983). Par conséquent, les courants coulent en général parallèlement à l'axe de la plupart des canyons (Shepard et al., 1979).

À l'accore, les vitesses des courants sont très variables et ont des valeurs maximales moins grandes que dans les parties centrales des forts courants du fond océanique. Hill et Bowen (1983) ont relevé des vitesses près du fond allant de 0,3 m/s à 0,5 m/s sur l'accore de la plate-forme Néo-Écossaise. Sur le glacis Néo-Écossais, au-dessous du sous-courant occidental côtier, des courants atteignent 0,7 m/s (Richardson et al., 1981), et sur la partie nord-est du glacis de Terre-Neuve, des courants coulent jusqu'à une vitesse de 0,3 m/s (Carter et Schafer, 1983). Cependant, la plupart des zones de talus et de glacis continentaux présentent des conditions plus calmes, les courants étant généralement de vitesses inférieures à 0,2 m/s (Hill et Bowen, 1983).

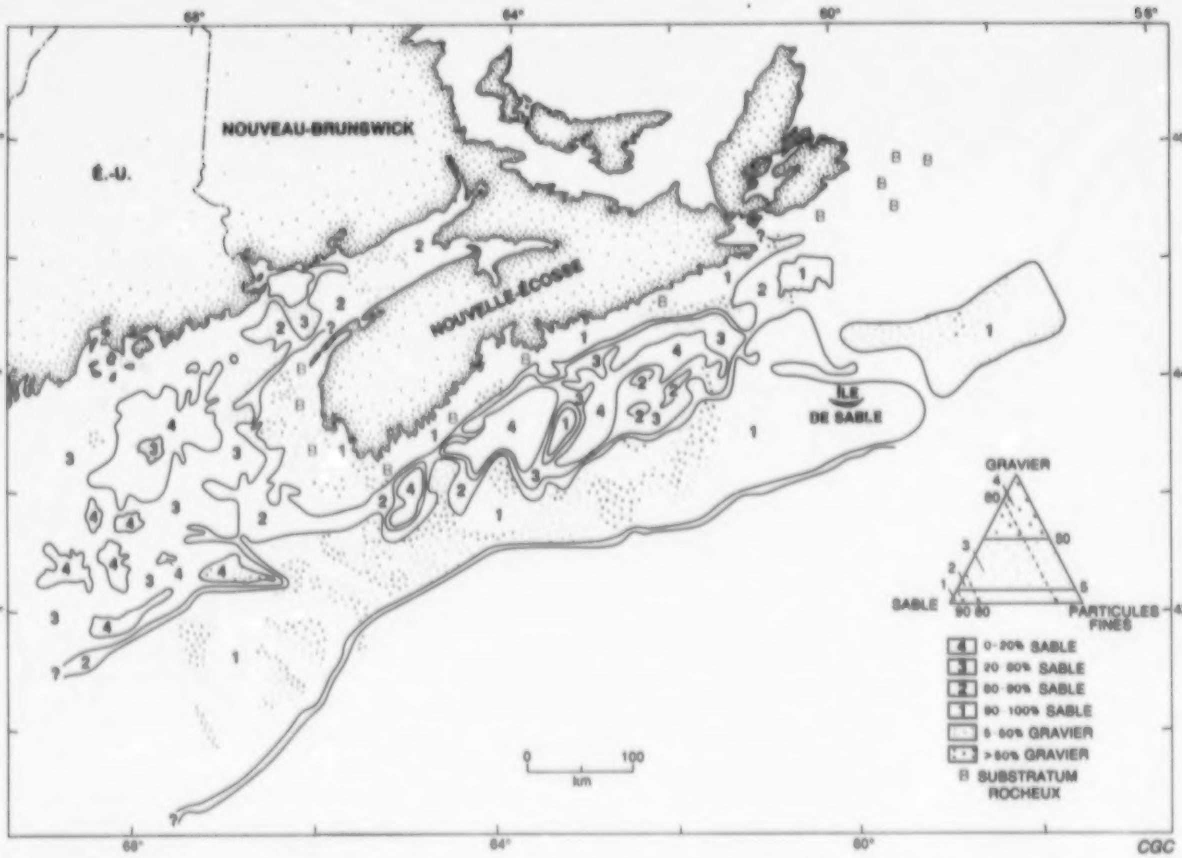


Figure 11-1. Texture des sédiments de surface et lieux d'affleurement du socle sur la marge continentale de l'Est du Canada. (A) Baie de Fundy et plate-forme Néo-Écossaise; (B) golfe du Saint-Laurent, Grands Bancs de Terre-Neuve et plate-forme nord-est de Terre-Neuve; (C) plate-forme du Labrador, détroit d'Hudson et plate-forme sud-est de Baffin; et (D) plate-forme nord-est de Baffin, détroit de Lancaster, détroit de Jones et détroit de Nares. La bathymétrie et les principales entités physiographiques principales sont représentées sur la carte 850-A (en pochette).

Vagues

La région atlantique du Canada est un milieu où les vagues de tempête prédominent et où les vents, les vagues et la glace flottante présentent des contrastes saisonniers frappants. Les vagues de tempête sont engendrées par des dépressions cycloniques traversant la région vers le nord-est, ainsi que par des tempêtes tropicales intermittentes (Owens, 1977a). Dans les zones contiguës à des côtes exposées, les isohypses de la hauteur des vagues sont plus ou moins parallèles au rivage (Neu, 1982).

Le régime des vagues est très saisonnier; les grosses tempêtes se produisent à l'automne, à l'hiver et au printemps. La hauteur de la plus grosse vague significative pour une année normale se situe entre 8 m et 9 m (voir la fig. 11-3A) alors que celle de la plus grosse vague séculaire atteint presque le double et se caractérise par une période maximale entre les crêtes comprise entre 10 et 18 secondes (voir la fig. 11-3B). Les vagues sont engendrées par des tempêtes dans l'Atlantique Nord et la mer du Groenland adjacente. Le long de la marge du Labrador, les plus grosses vagues viennent du nord, tandis que dans l'Atlantique Nord, elles viennent de l'est. Sur la bordure de la plate-forme continentale, la direction de propagation des vagues est plus complexe. Dans la partie sud, au large de la Nouvelle-Écosse par exemple, les tempêtes restent parallèles à la marge continentale, créant ainsi des systèmes de vents rotatifs complexes. Il en résulte une variété de types de vagues et c'est pouquoi les effets des vagues de tempête sur les sédiments de fond sont rarement les mêmes. L'exposition de la côte à l'énergie des vagues varie. Les différents types de vagues de tempête sont les suivants : faible (<2 m) dans le Haut-Arctique; modéré (de 2 m à 5 m) dans le golfe du Saint-Laurent; et fort (>5m, 3 % de l'hiver) sur les côtes atlantiques de la Nouvelle-Écosse, de Terre-Neuve et du Labrador (Davies, 1980).

Dans le golfe du Saint-Laurent, les vagues sont de périodes courtes et engendrées localement. Elles ont généralement une hauteur inférieure à 1 m et ne dépassent cette valeur que pendant des tempêtes de courte durée. Greenwood et Hale (1980) ont estimé que la côte nord-est du Nouveau-Brunswick était soumise à 19 tempêtes

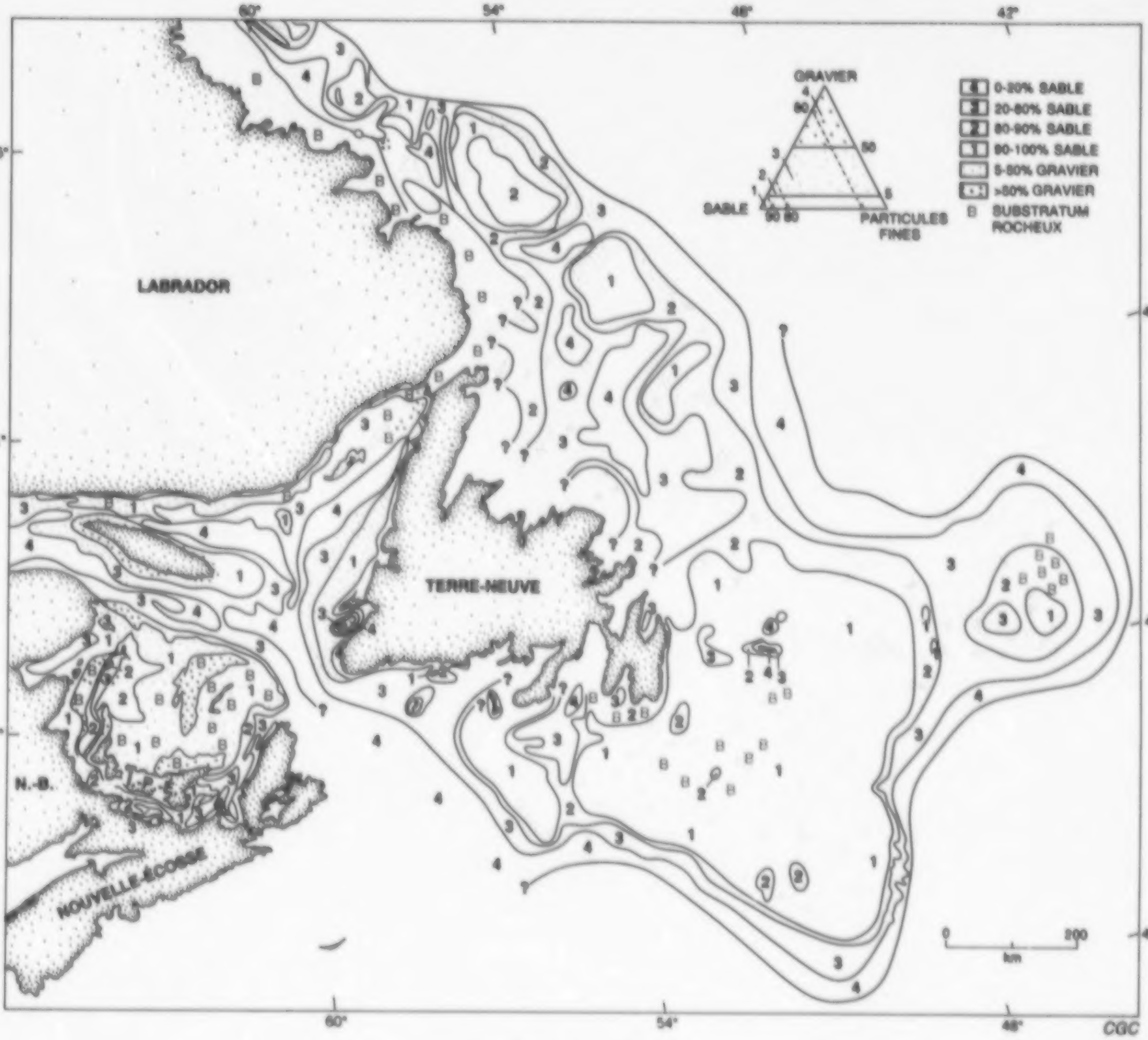


Figure 11-1B

pendant une moyenne de 44 jours par année. Dans d'autres régions du golfe, on signale la présence de vagues de 5 m à 8 m (Ploeg, 1971; Forbes, 1984).

Dans le détroit de Davis, des vagues de 6 m sont fréquentes (Nordco, 1978), mais dans la partie nord-ouest de la baie de Baffin, la hauteur maximale enregistrée est de 6 m. Plus loin vers l'ouest, dans le détroit de Barrow, les vagues dépassent rarement 2 m et dans les chenaux les plus septentrionaux (couverts de glace), il ne peut y avoir formation de vagues.

Relation entre les processus actuels et les sédiments récents

C.L. Amos

Les analyses de la relation entre les processus actuels et les sédiments récents ont été effectuées dans deux types de milieux : 1) ceux où les processus sont cycliques ou constants, comme ceux (où prédominent les marées par exemple), et 2) ceux où les processus sont aléatoires. Les résultats les plus importants ont été obtenus à partir du premier type de milieux, bien qu'il ne constitue qu'une faible partie de la marge continentale de l'Est du Canada. Dans les milieux où prédominent les tempêtes typiques des plates-formes méridionales au large de la côte Est du Canada, les processus qui régissent les caractéristiques des sédiments sont de courtes durées, imprévisibles et intenses. Les processus et le comportement des sédiments associés que l'on observe aujourd'hui peuvent être fort différents de ceux des séquences sédimentaires anciennes. On doit donc utiliser les connaissances sur les sédiments anciens pour orienter l'analyse du milieu actuel, et utiliser les nouvelles connaissances pour raffiner les études du passé. Ce processus est itératif et essentiel si les études des processus actuels de sédimentation ne veulent pas être

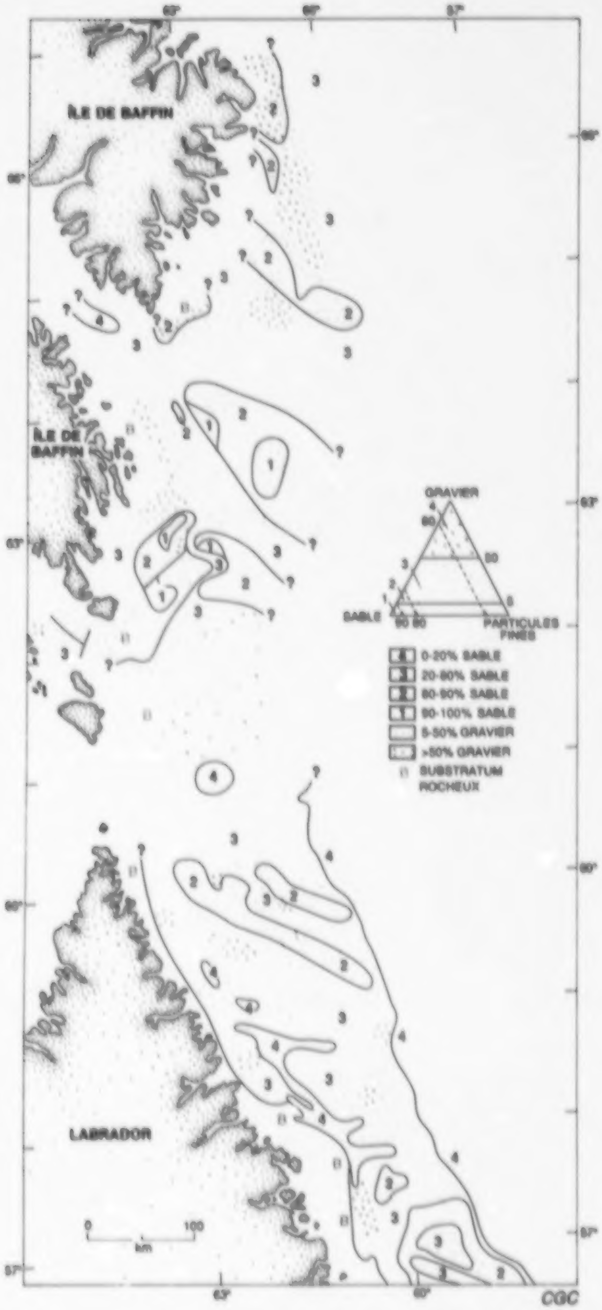


Figure 11-1C

uniquement hypothétiques. Le travail sur les milieux sédimentaires des plages, des barres et des îles barrières du golfe du Saint-Laurent, dont Reinson (1977a) a présenté une bonne synthèse, constitue un exemple de la façon dont ces études peuvent être effectuées. Cet auteur a établi un rapport entre la lithostratigraphie actuelle, telle qu'elle peut être observée, et les séquences conservées; ainsi qu'on peut expliquer la plupart des séquences récentes, soit par le modèle de cordon littoral régressif, ou bien par le modèle de cordon littoral transgressif, ou encore par le modèle d'inlet de cordon littoral, et non simplement selon le modèle de sédimentation progradante bien connu de l'île Galveston (figure 11-6), qui n'est plutôt qu'un exemple. Le modèle d'inlet de cordon littoral est fondé sur une étude d'îles barrières du Nouveau-Brunswick et montre une séquence stratigraphique différente de celle du modèle « classique ». Les travaux de Reinson sur les deltas de marée associés peuvent aussi avoir une certaine valeur pour différencier les vagues de sable des structures obliques de delta de marée rapportées dans les documents anciens, ce qui est utile aux reconstitutions paléogéographiques mais est toujours controversé.

La baie de Fundy à macromarée a souvent été utilisée pour des études comparatives avec les séquences sédimentaires anciennes. L'étude de Dalrymple et al. (1978) sur la classification et la genèse des figures sédimentaires de fond engendrées par des écoulements transversaux a contribué énormément à la compréhension et à l'interprétation des figures sédimentaires de fond fossiles. Ces auteurs ont trouvé que l'échelle et le type des figures sédimentaires de fond reflétaient fidèlement les conditions d'écoulement et constituaient donc des outils valables pour diagnostiquer les conditions actuelles.

Des études récentes effectuées sur des sédiments infralittoraux (infratidaux) provenant de la baie Chignecto, dans la baie de Fundy, montrent la présence d'un « dépôt tidal transgressif » bien conservé, comprenant de nombreux lithofaciès aux variations verticales et horizontales complexes (Amos et Zaitlin, 1985, voir la fig. 11-7). Le modèle à séquence positive caractéristique des dépôt tidaux ne représente qu'une faible partie de la séquence de dépôts tidaux, mais on l'utilise souvent dans l'interprétation de sédiments anciens. Cela est dû en partie à des limites pratiques associées à la récupération des échantillons infratidaux, mais est aussi fonction de l'idée préconçue voulant que ce qui est le plus apparent aujourd'hui ait servi à contrôler les événements dans le passé. Un examen plus détaillé des séquences de faciès moins évidentes des dépôts tidaux récents serait peut-être plus utile.

Le haut-fond Eastern du Banquereau est une masse de sable de la bordure de la plate-forme continentale qui mesure 35 m de haut, 20 km de large et 50 km de long, et se trouve à 150 km de la ligne de rivage actuelle. Il a été formé sous 50 m d'eau par des courants de marée et des écoulements générés par des tempêtes, accélérés sur les « hauteurs » de la bordure de la plate-forme continentale. Cette entité semble être un équivalent moderne des grès de Shannon du Crétacé supérieur du Montana (Shurr, 1984), qui présentent un excellent potentiel de réservoir d'hydrocarbures (Tillman et Martinsen, 1984). Des études détaillées sur les caractéristiques de l'écoulement au-dessus du Banquereau peuvent expliquer les mécanismes généraux qui permettent la formation de roches réservoirs similaires, même si des facteurs comme la source, la granulométrie ou l'amplitude de l'écoulement peuvent varier. On ne peut pas négliger les variations topographiques même de petite échelle (quelques dizaines de mètres) lors des reconstitutions paléogéographiques, car elles déterminent souvent les mécanismes qui ont permis la formation de séquences sédimentaires. Cette relation devient plus évidente lorsqu'on constate que les sédiments

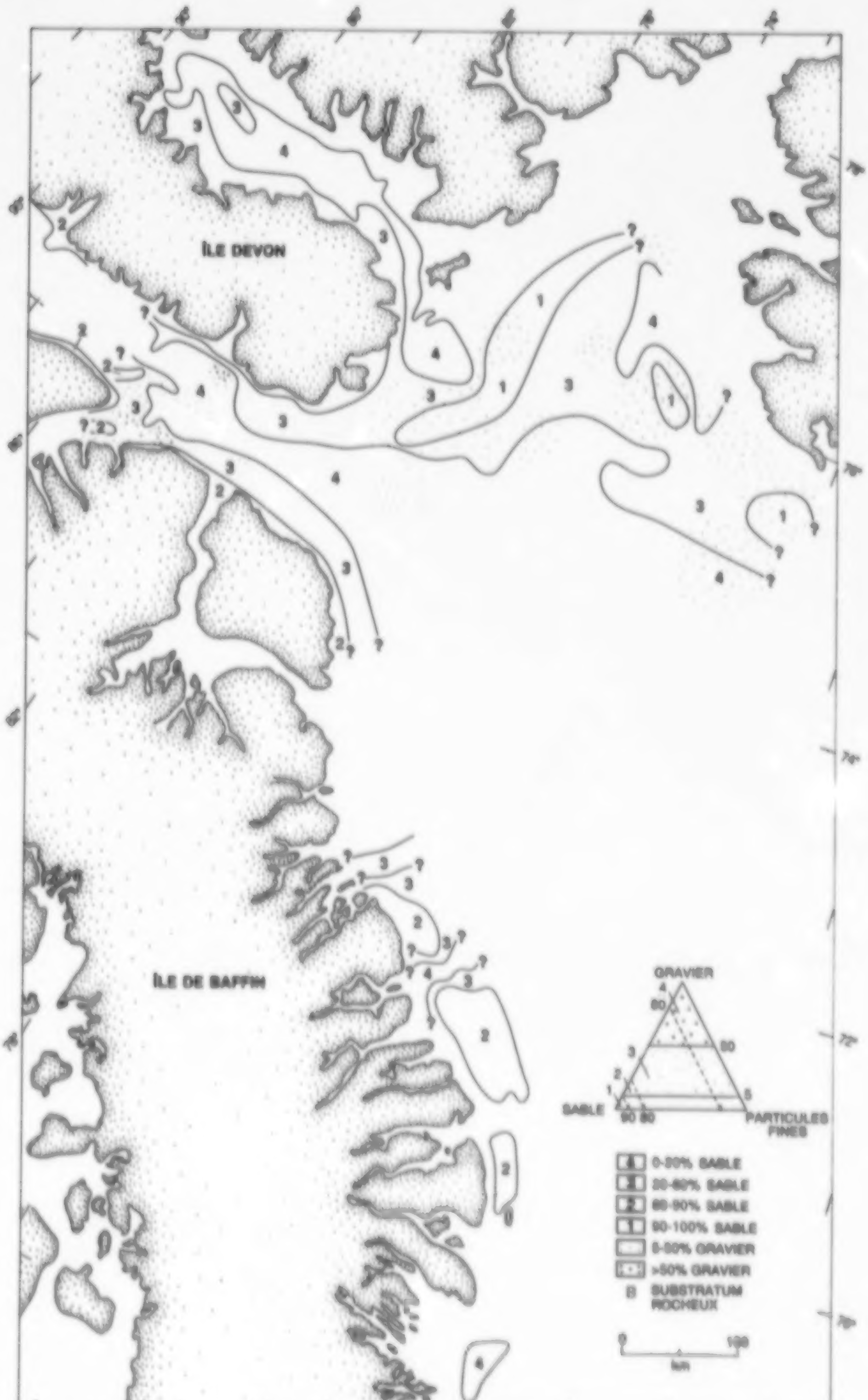

ÎLE DEVON
ÎLE DE BAFFIN
GRAVIER
SABLE
PARTICULES FINES
90-100% SABLE
SUBSTRATUM ROCHEUX
km
CGC

Figure 11-1D

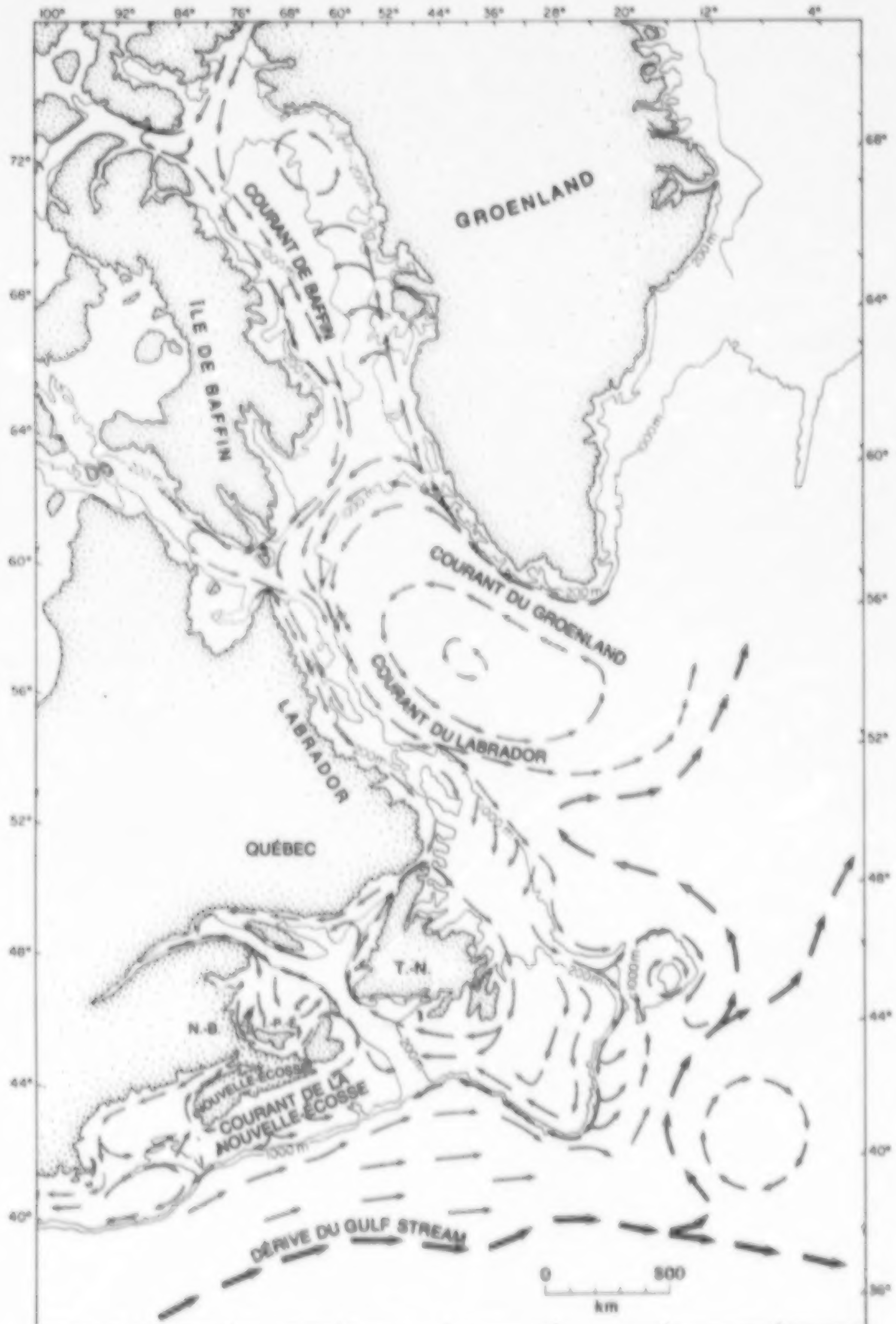
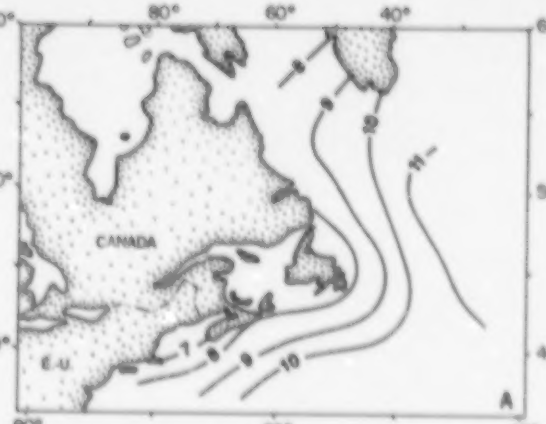
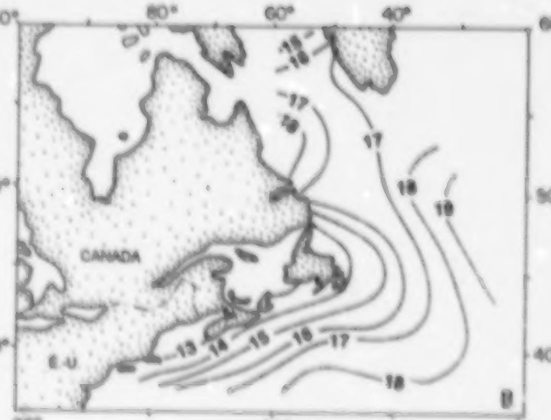


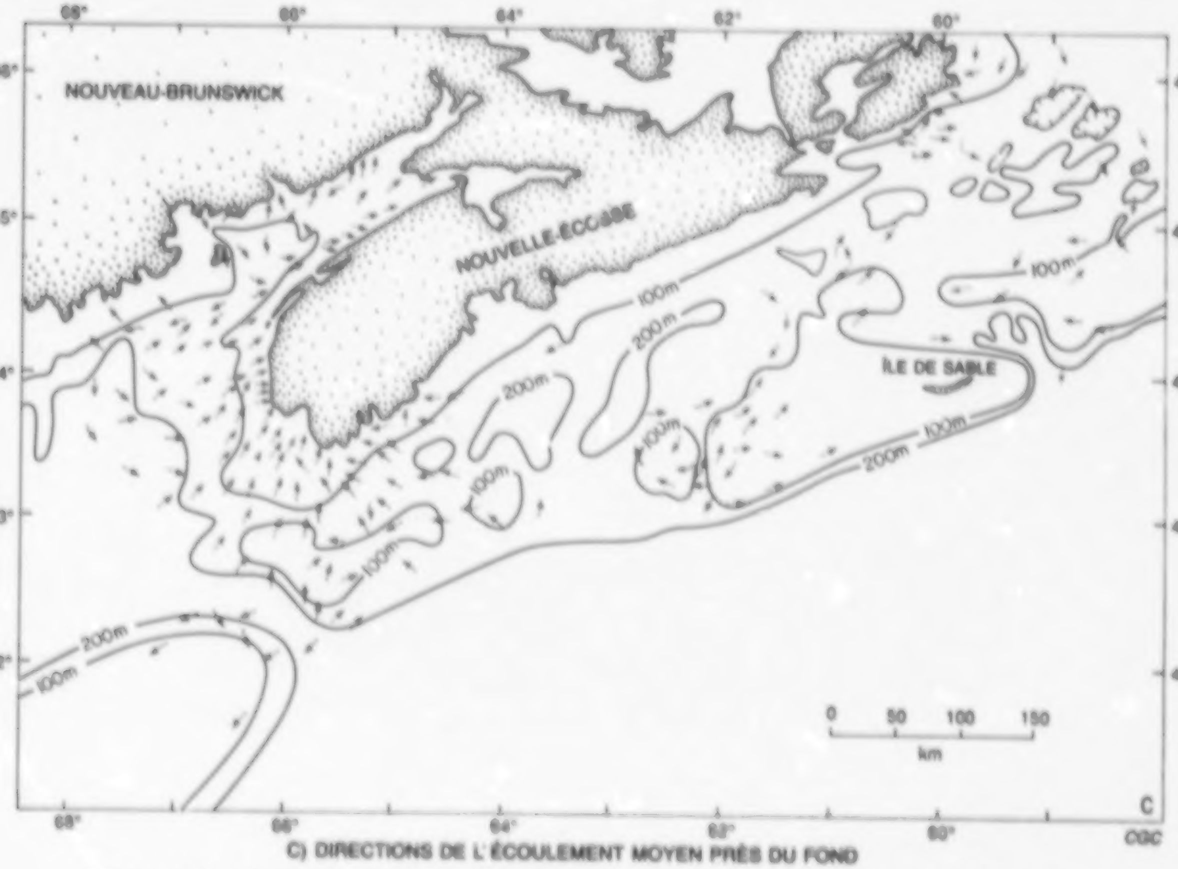
Figure 11-2. Principaux courants de surface au large de la côte Est du Canada, compilés par R. Reiniger et C. Mann.



A) LA PLUS GROSSE VAGUE SIGNIFICATIVE (m) POUR UNE ANNÉE NORMALE

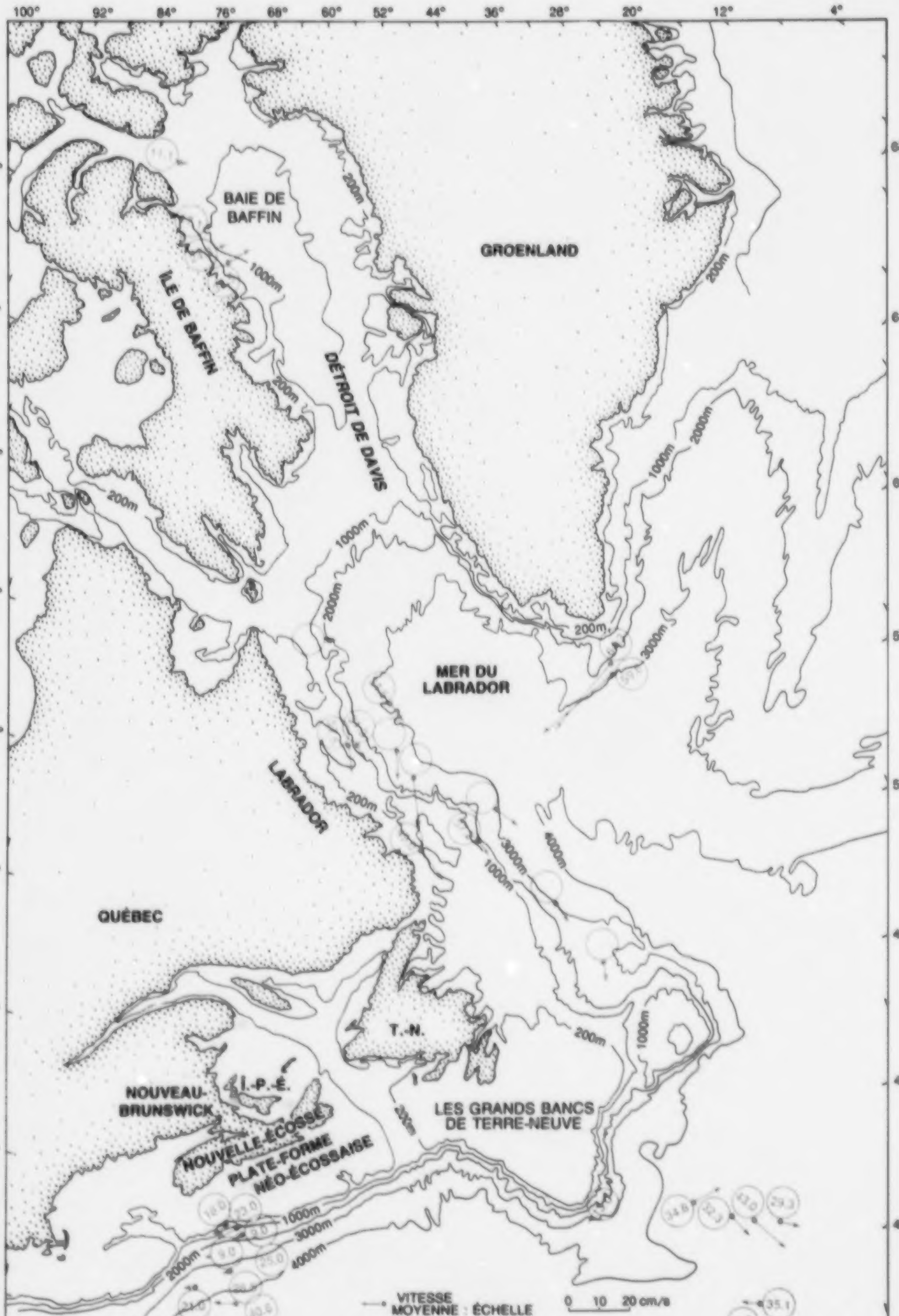


B) LA PLUS GROSSE VAGUE SIGNIFICATIVE PRÉVUE (m) POUR LES 100 PROCHAINES ANNÉES



C) DIRECTIONS DE L'ÉCOULEMENT MOYEN PRÈS DU FOND

Figure 11-3. Conditions des vagues et des courants au large de la côte Est du Canada. (A) Distribution de la hauteur de la plus grosse vague significative (en mètres) pour une année normale (d'après Neu, 1982). (B) Distribution de la hauteur de la plus grosse vague significative (en mètres) pour une période de 100 ans (d'après Neu, 1982). À remarquer que la hauteur de la vague maximale est d'environ 1,8 fois supérieure à la vague significative. (C) Courants de fond sur la plate-forme Néo-Écossaise et dans la baie de Fundy, établis à partir de dériveurs de fond (d'après Lauzier, 1967). Ces courants sont nettement différents des courants de surface représentés à la figure 11-2.


BAIE DE BAFFIN
GROENLAND
ÎLE DE BAFFIN
DÉTROIT DE DAVIS
MER DU LABRADOR
LABRADOR
QUÉBEC
T.-N.
I.-P.-É.
NOUVEAU-BRUNSWICK
NOUVELLE-ÉCOSSE
PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
LES GRANDS BANCS DE TERRE-NEUVE
VITESSE MOYENNE : ÉCHELLE
0 10 20 cm/s
VITESSE MAXIMALE (cm s⁻¹)
0 500
km
CGC

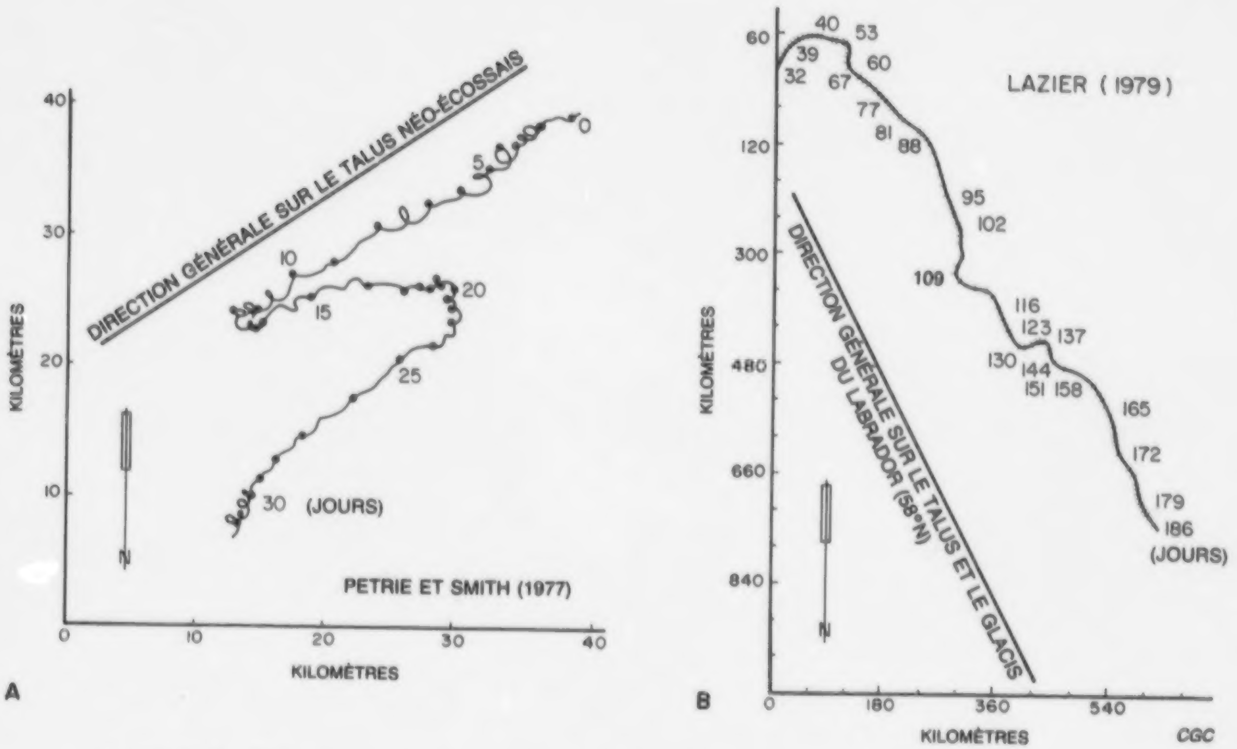


Figure 11-5. Diagrammes vectoriels progressifs des courants sur (A) le talus Néo-Écossais (tiré de Petrie et Smith, 1977) ainsi que (B) le talus et le glacis du Labrador (tiré de Lazier, 1979). Sur le talus du Labrador, le courant est régulier et orienté vers le sud-est-nord-ouest, parallèlement à la direction des isobathes de la plate-forme du Labrador. Sur le talus Néo-Écossais, le courant a une direction générale sud-ouest-nord-est, mais il est plus variable en amplitude et en direction, affichant des inversions qui peuvent durer jusqu'à 10 jours.

réagissent de façon tout à fait non linéaire aux contraintes hydrostatiques. La nature de cette réponse aux contraintes est décrite dans la section qui suit.

Transport et dépôt des sédiments dans l'eau

C.L. Amos et B.B. Taylor

Les caractéristiques du comportement des sédiments peuvent être définies comme « cohésives » et « non cohésives ». On décrit ce comportement en fonction de la cinématique des sédiments, définie comme un « mouvement particule à particule » ou un « transport de masse ». Les comportements associés au mouvement particule à particule peuvent être considérés en fonction du mouvement de la charge de fond (roulement ou glissement), de la saltation ou de la suspension; le transport de masse se fait sous forme de décrochement, de glissement, de flot de particules sédimentaires ou de courants de turbidité. Tous ces comportements de sédiments ont été observés ou interprétés dans les matériaux récents de la zone extracôtière de l'Est du Canada.

Figure 11-4. Courants résiduels de fond sur le talus et le glacis de la marge continentale de l'Est du Canada. La direction prédominante du courant est orientée vers le sud, parallèlement aux isobathes du talus. Les données proviennent de Lazier (1979, 1981), Lively (1970, 1984), Bellefontaine et al. (1982), Levy et al. (1982), Lazier (communication personnelle, 1985) et C. Ross (communication personnelle, 1985).

Particule à particule : comportement des sédiments non cohésifs

On définit généralement le matériau granulaire en termes de « particules idéales » qui sont décrites dans des états d'absence de mouvement, de transport de la charge de fond, ou en suspension (Blatt et al., 1980). L'état particulaire d'un sédiment ou d'une particule est calculé à l'avance en prenant comme base des courbes de compétence pour la traction (Vanoni, 1975) ou la suspension (Bagnold, 1966). Ces courbes délimitent des seuils séparant les phases de sédimentation. La figure 11-8A illustre la relation entre l'écoulement de fond et ces phases, dans sa forme la plus simple, en assumant un écoulement invariable et unidirectionnel. La relation illustrée est déterminée par des variables hydrauliques et sédimentaires (Blatt et al., 1980). Les variables hydrauliques sont 1) la profondeur

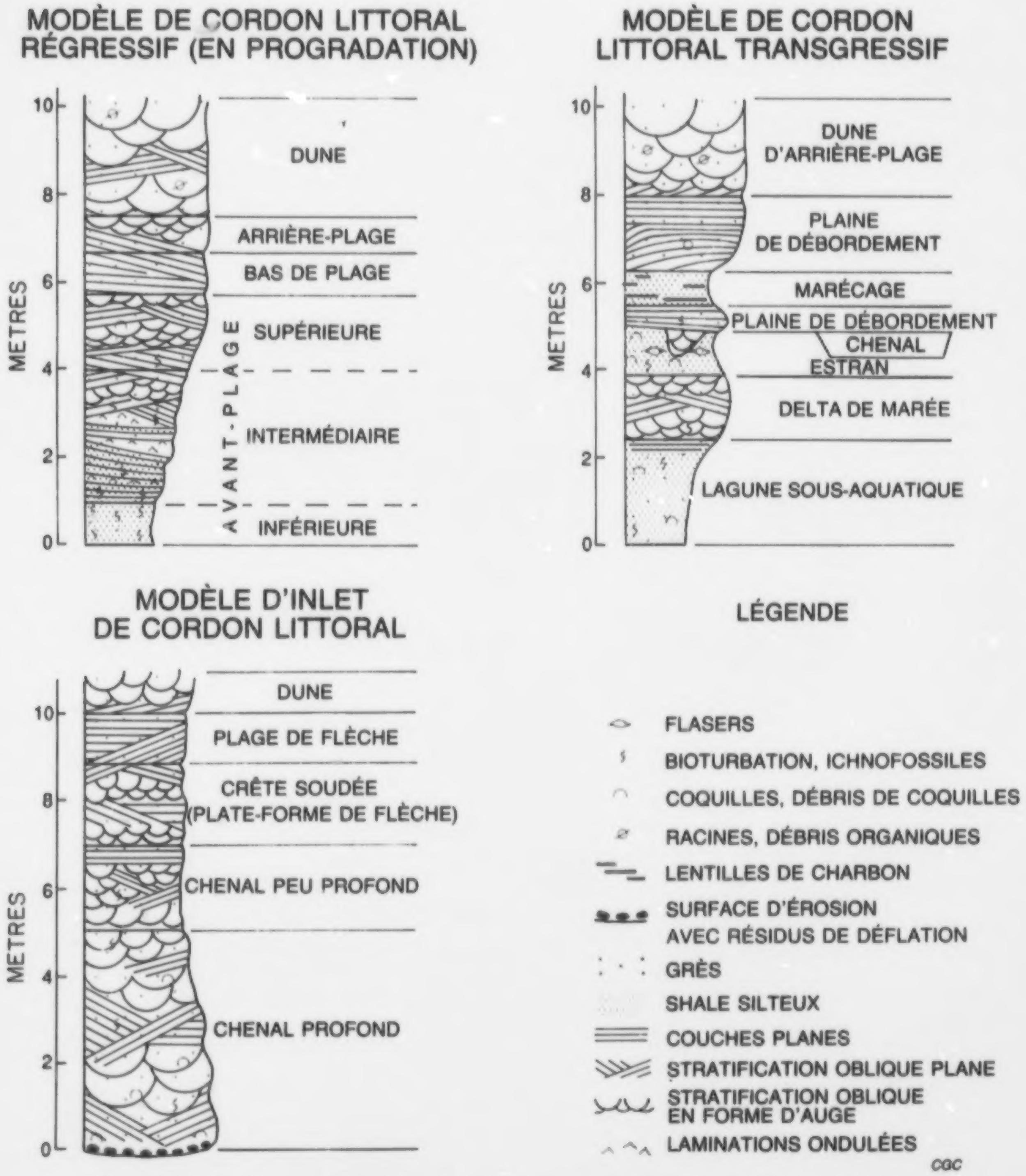


Figure 11-6. Trois séquences de faciès « extrêmes » représentant la stratigraphie d'îles barrières actuelles. Le modèle d'inlet de cordon littoral se fonde sur des données recueillies dans le golfe du Saint-Laurent (d'après Reinson, 1977a). Les structures sédimentaires et les phénomènes de bioturbation sont représentés de façon schématique et corrélés avec le milieu de sédimentation.

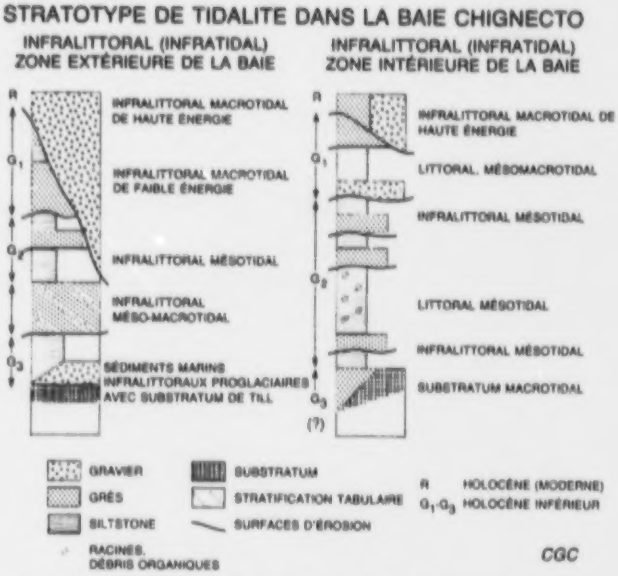
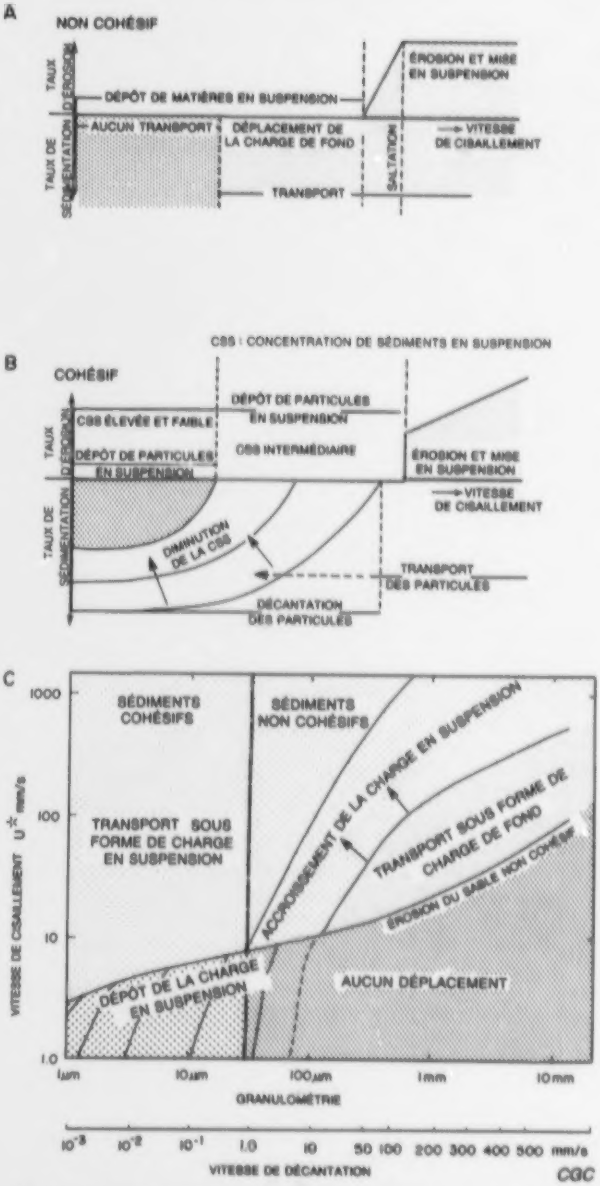


Figure 11-7. Deux séquences de faciès figurant la stratigraphie compilée à partir de l'interprétation de carottes prélevées dans la baie Chignecto de la baie de Fundy (d'après Amos et Zaitin, 1985). Les deux colonnes reflètent une stratigraphie complexe qui présente une augmentation de la granulométrie vers le sommet. Ces séquences se sont principalement déposées sous le niveau de la basse mer et diffèrent des séquences positives de la zone intertidale.



11-8. Schéma simplifié illustrant la vitesse de cisaillement (u_*) en fonction des vitesses de sédimentation, de transport et d'érosion des sédiments (A) non cohésifs et (B) cohésifs et (C) du rapport entre la vitesse de cisaillement (u_*), la granulométrie (d) et la phase de sédimentation (transport ou dépôt; d'après McCave, 1984).

de l'écoulement, 2) la vitesse à l'intérieur de la couche limite benthique, ainsi que 3) la viscosité et la densité du fluide. L'influence de ces variables sur un sédiment granulaire se complique par les effets de la turbulence (variable dans le temps) sur l'écoulement moyen (Soulsby, 1983), du mouvement superposé des vagues (Thorn, 1979), de l'activité biologique (Grant et al., 1982) et de la forme changeante du fond marin due à l'édification de son relief (Davies, 1983; Yalin, 1972; McDowell et O'Connor, 1977). Le paramètre le plus critique à la stabilité des sédiments du fond océanique est la vitesse à l'intérieur de la couche limite benthique. On a effectué des mesures isolées de vitesse dans la baie de Fundy, dans certaines zones côtières autour de la Nouvelle-Écosse et dans des bassins de la plate-forme Néo-Écossaise. Dans les régions tidales, on connaît assez bien les prévisions de transport du sable, même au moment des tempêtes. Ailleurs, la structure de la couche limite benthique est inconnue.

Les paramètres de sédimentation qui déterminent le comportement des sédiments sont la granulométrie et la répartition granulométrique, la forme et la densité des grains, les figures sédimentaires de fond et probablement la compaction (Vanoni, 1975). Dans la plupart des études sur le transport des sédiments, on ne tient compte que des trois premiers paramètres qu'on exprime généralement en « vitesse normale de chute » ou en « diamètre normal de chute », tandis que les cartes de géologie de surface de la côte Est présentent les sédiments superficiels en unités phi, obtenues par tamisage ou par analyse à l'hydromètre. Sur la plate-forme Néo-Écossaise cette dernière est particulièrement importante (James, 1966). Le triage hydraulique a produit des sédiments stratifiés selon la granulométrie, la forme et la masse spécifique, qui se présentent en tant que lits graveleux, d'horizons coquilliers et de placers. À une échelle plus grande, les résultats de l'analyse au tube à sédimentation des échantillons a montré la présence de trois cycles négatifs (chacun ayant environ 10 m d'épaisseur) dans la séquence holocène, sur le banc de l'île de Sable et le Banquereau. Les événements ou les conditions

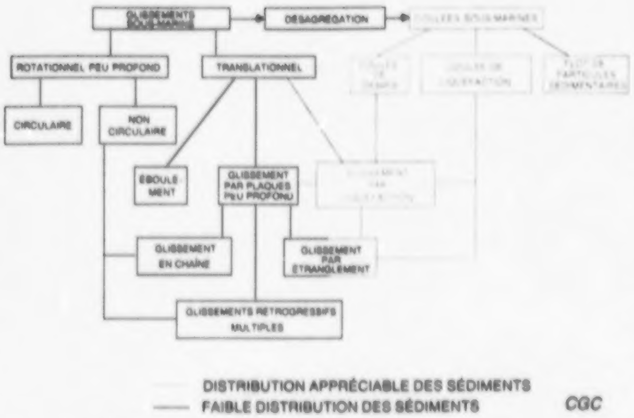


Figure 11-9. Facteurs contribuant au mouvement de masse des sédiments marins (Prior et Coleman, 1983). À remarquer la complexité des diverses interactions et le nombre de facteurs influant sur le mouvement de masse. Les facteurs influant directement sur l'écoulement des sédiments sont indiqués en rouge.

tions qui ont donné naissance à un tel tri ou à une telle stratification sont encore inconnus, malgré leur dominance dans les séquences holocènes. Ce manque de connaissance tient au fait que la durée de l'observation des événements actuels est beaucoup plus courte que la période pendant laquelle les cycles se sont formés. Cette différence dans les échelles de temps, entre les observations du mécanisme et les structures, peut souvent être importante.

La nature et la répartition des sables superficiels dans des régions sans marée sont déterminées par les tempêtes de forte intensité, au moment où le transport par traction et probablement la suspension du sable sont censés se produire. Le taux de mise en suspension des particules du fond et le taux de transport de la charge en suspension sont déterminés par la contrainte du fond, la vitesse de chute des particules et les contraintes à l'intérieur de la couche limite près du fond, marquée par la turbulence et d'une épaisseur caractéristique de 1 à 2 m (Niedoroda, 1982). De tels écoulements turbulents et la répartition verticale des solides en suspension qui leur est associée sont naturellement difficiles à mesurer (Smith et Hopkins, 1972; Vincent et al., 1982). Les observations et les descriptions de cet aspect du transport des sédiments ne sont donc pas disponibles pour la plupart des régions de la côte Est, à l'exception de la baie de Fundy et de quelques zones côtières de la Nouvelle-Écosse, du Nouveau-Brunswick et du Québec.

Particule à particule : comportement des sédiments cohésifs

La relation entre les propriétés générales et le comportement des sédiments cohésifs (en termes d'érosion, de transport et de sédimentation) sous l'effet des mécanismes du milieu n'a pas fait l'objet d'études poussées. Les mesures détaillées sont peu nombreuses et ont mené à des conclusions contradictoires (McCave, 1984). La plupart des études se limitent à des expériences en canal de simulation et il est douteux qu'on puisse les appliquer aux sédiments cohésifs de la côte Est.

D'après les résultats de Krone (1962, 1978), de Partheniades et al. (1968), de Creutzberg et Postma (1979), de la Hydraulic Research Station (1981) et de Hill et Bowen (1983), il est possible de prévoir le taux de sédimentation à partir de la matière en suspension, mais l'estimation de l'érosion du fond, une fois les sédiments déposés, est extrêmement compliquée (voir la fig. 11-8B). Cela est dû aux modifications des liaisons entre les particules et de la compaction, une fois le fond formé. Sur la côte Est, ce phénomène est encore plus compliqué en raison des effets de la charge de la glace et du remaniement par celle-ci, de la charge due à la migration des figures sédimentaires de fond et de la bioturbation.

Des sédiments cohésifs sont répandus sur la marge continentale de l'Est du Canada (voir l'unité 4, fig. 11-1). Dans les bassins profonds, comme le bassin d'Émeraude, ou sur le talus continental, où la sédimentation est considérée continue, il est possible de faire des corrélations avec des mécanismes actifs. Toutefois, lorsqu'il y a une érosion intermittente, comme dans le Goulet de la plate-forme Néo-Écossaise, dans la baie de Placentia, à Terre-Neuve, et dans la baie de Fundy, les relations entre les sédiments superficiels et le mécanisme sont moins claires. L'exemple d'Amos et Mosher (1985) montre que, dans la zone intertidale de la baie de Fundy, la contrainte critique pour l'érosion du fond et le taux d'érosion varient en fonction de l'exposition subaérienne, de l'activité biologique et du degré de compaction. La distribution des estrans vaseux est ainsi non seulement un produit de la théorie du retard de sédimentation de Postma (Postma, 1967), mais aussi un produit des changements post-sédimentaires dans les propriétés générales d'un sédiment qu'on ne peut actuellement prédire. Cette conclusion est loin d'être satisfaisante, étant donné que la baie de Fundy est probablement la région marine de l'Est du Canada la plus intensivement étudiée.

Transport de masse

Un transport de masse se produit lorsque des sédiments deviennent instables et se déplacent en aval par gravité. On a proposé un grand nombre de classifications des diverses formes de transport de masse. Prior et Coleman (1983) (voir la fig. 11-9) ont divisé les transports de masse en glissements, dans lesquels les sédiments se déplacent intacts et sous forme de masses non déformées sur une surface de cisaillement de base, et en écoulements, dans lesquels les sédiments sont fluides et par conséquent très déformés (Middleton et Hampton, 1976). La plupart des auteurs acceptent le terme décrochement pour décrire la gamme de mouvements entre ces limites (voir Cook et al., 1982), caractérisés par des sédiments modérément déformés par le déplacement (Dalrymple, 1979).

Les décrochements sont généralement associés à des régions caractérisées par une sédimentation rapide, une certaine activité sismique, une forte teneur en gaz dans les sédiments et une grande énergie des vagues de surface (Moore, 1977). Sur la côte atlantique du Canada, l'activité sismique et la charge des vagues sont les mécanismes actuels prédominants, donnant naissance à des mouvements de masse de sédiments de grande échelle, bien

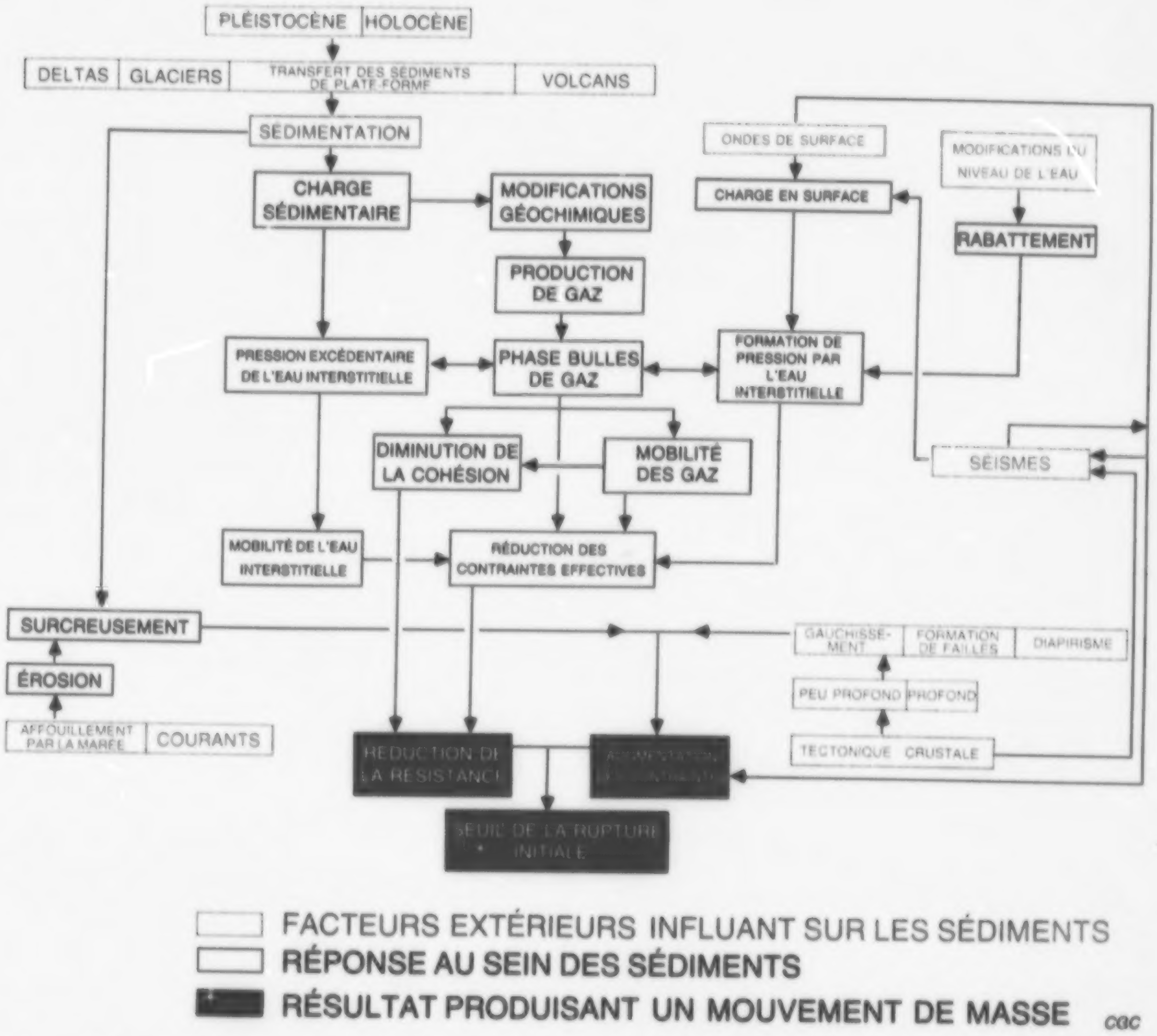


Figure 11-10. Terminologie utilisée pour classer les mouvements de masse des sédiments marins (d'après Prior et Coleman, 1983). Les mouvements de masse sont soit des glissements, soit des coulées. La morphologie du matériau déplacé ainsi que le degré de liquéfaction et de perturbation des sédiments servent de critères de classification dans ces deux groupes.

qu'une sédimentation rapide associée à des événements glaciaires a été importante par endroits (voir le chapitre 10). L'instabilité des sédiments, résultant d'un certain nombre d'autres facteurs (voir la fig. 11-10), peut être due soit aux augmentations des contraintes de cisaillement auxquelles les sédiments sont soumis, soit à la perte de résistance des sédiments. Dans un cas comme dans l'autre, les transports de masse sont peu probables sur la marge continentale de l'Est du Canada (Basham et Adams, 1982, 1983; Jacques/McClelland Geoscience Inc., rapport inédit, 1982). Les signes de transport de masse des sédiments, observés sur des profils sismiques, se limitent à des pentes relativement abruptes associées au talus continental (cône Laurentien), aux bordures des bancs de la plate-forme (le Goulet), ou à des bassins à circulation fermée comme la baie Chignecto dans la baie de Fundy et le fjord du Saguenay.

Transport de masse : comportement des sédiments non cohésifs

Dans des conditions statiques, une pente constituée de sédiments non cohésifs peut atteindre une inclinaison égale à l'angle de friction interne des sédiments avant le début d'un glissement ou d'un écoulement (Terzaghi et Peck, 1967). Dans le milieu marin de l'Est du Canada, la mobilité cyclique et la liquéfaction peuvent toutefois réduire cette inclinaison. Les mécanismes à l'origine d'une

liquéfaction sont les séismes, une instabilité de la pente, une migration de gaz vers le haut et des augmentations de la pression interstitielle provoquées par le passage de vagues (Powers et Kinsman, 1953; Allen et Banks, 1972; Christian et al., 1974; Seed et Rahman, 1978). À la différence du décrochement, ce phénomène a été observé directement. Des flots de particules sédimentaires ont été observés sur les pentes de la partie inférieure du Goulet au cours des plongées du PISCES IV (Amos, 1989). Les écoulements étaient actifs et illustraient nettement un mécanisme de transfert de sable à la partie supérieure du talus. Les écoulements mesuraient environ 0,2 m de large et s'effectuaient selon une trajectoire linéaire vers l'aval. Au cours de la période d'observation, le débit calculé d'un écoulement a atteint 100 cm^3/s. L'écoulement avait creusé un petit sillon dans le matériau sous-jacent à grain plus fin. On a observé des flots de particules sédimentaires beaucoup plus importants dans des fjords. Ils sont intermittents et de courte durée, mais peuvent transférer de grandes quantités de sable à l'axe d'un fjord (Syvitski et al., 1987).

La liquéfaction se produit lorsque la pression de l'eau interstitielle augmente de sorte que les contraintes normales effectives sont réduites à zéro et les particules sédimentaires sont supportées par l'eau interstitielle. La mobilité cyclique est l'étape initiale de la réduction progressive des contraintes effectives avant l'état liquide (Pamukcu et al., 1983). La génération de la pression de l'eau interstitielle dépend de la masse spécifique relative des sédiments, du taux de la contrainte de cisaillement cyclique provoquée et de la pression existante de l'eau interstitielle. Dalrymple (1979) a décrit le phénomène de petits décrochements isolés sur des mégarides de la baie Cobequid, dans la baie de Fundy, qu'il a attribués à une liquéfaction provoquée par des forces d'impact de vagues. D'après Dalrymple, ces mégarides sont caractéristiques d'une exposition subaérienne et pourraient être utilisées dans des études de séquences sédimentaires anciennes. La liquéfaction de sable sur la plate-forme continentale est peu probable à cause de la stabilité relative des paramètres qui mènent à cet état.

Une chute rapide de la pression de l'eau interstitielle empêche la liquéfaction et dépend de la stratigraphie, de la perméabilité et de la compressibilité des sédiments (Castro et Poulos, 1977; Seed et Rahman, 1978). La réponse de la pression interstitielle nette dans des conditions de charges cycliques est représentée par les effets combinés de l'augmentation et de la diminution de la pression de l'eau interstitielle. Les sédiments les plus enclins à la liquéfaction sont les sables fins et les silts grossiers non consolidés (Lee et Filton, 1969). On trouve ce type de sédiments à l'accore et dans les bassins de plate-forme. La prédisposition de ces fonds marins à la liquéfaction est inconnue. Des recherches théoriques ont été menées sur l'interaction entre les vagues et le fond marin qui peut aboutir à une liquéfaction ou à une mobilité cyclique (Schapery, 1974a, b; Coleman et al., 1980; Dumas et Lee, 1980; Kagawa et Kraft, 1980; Dawson et al., 1981), ainsi que sur les probabilités de liquéfaction sismique; il faudra des données spécifiques sur les propriétés des sédiments avant de pouvoir appliquer les résultats de ces études aux conditions qui prévalent au large de la côte Est du Canada (Pamukcu et al., 1983).

Transport de masse : comportement des sédiments cohésifs

Il est possible d'observer des sédiments cohésifs sur des pentes relativement abruptes dans des conditions statiques. On a toutefois signalé des ruptures sur des pentes d'inclinaison aussi faible que 0,25° (Field et al., 1982). On peut attribuer ce type de rupture en partie à la baisse de leur résistance sous l'effet d'une charge dynamique découlant de phénomènes marins naturels.

Des recherches, tant en laboratoire que théoriques, sur le comportement dynamique d'argiles tendres saturées (Thiers et Seed, 1968; Idriss et al., 1978; Stokoe, 1980; Tsai et al., 1980; Singh et al., 1981) montrent que les relations constitutives pour les argiles sont généralement non linéaires et hystérétiques. Un point important dans le comportement des sédiments marins est que des expériences de charge cyclique sur des argiles tendres saturées montrent une réduction et une dégradation progressive des modules qui dépendent de l'amplitude de la déformation, de la fréquence et de la durée du chargement (Castro, 1975; Castro et Poulos, 1977; Pamukcu et al., 1983). Malheureusement, aucune expérience similaire n'a été menée sur des sédiments cohésifs de la côte Est. Même si cela avait été le cas, il n'est pas évident que des sédiments susceptibles de subir un décrochement puissent être identifiés vu le nombre élevé de laminations, chacune d'elles pouvant agir comme plan de glissement sous l'effet d'une charge.

Les études géotechniques de matériaux décrochés sont utiles pour déterminer des zones d'instabilité possibles, mais elles ne sont pas définitives. Le dérangement des sédiments au cours d'un décrochement change les propriétés inhérentes au moment de la rupture. La distribution des décrochements est peut-être plus révélatrice des possibilités d'un tel événement. Des décrochements sur la marge continentale de l'Est du Canada ont été relevés et la probabilité qu'ils surviennent a été évaluée qualitativement et exprimée à l'aide des termes « fort », « moyen » et « faible » (Jacques/McClelland Geosciences Inc., rapport inédit, 1982).

On trouve des sédiments cohésifs susceptibles de décrocher dans des bassins comme ceux de LaHave et d'Émeraude, situés sur la plate-forme Néo-Écossaise; dans des estrans comme la baie de Fundy et sur le talus continental. Des profils de sismique-réflexion du talus Néo-Écossais et de celui des Grands Bancs montrent de nombreux exemples de décrochements et de coulées de débris dans des sédiments cohésifs (Stanley et Silverberg, 1969; Piper et Wilson, 1983; Piper et al., 1985a, b). La majorité de ces phénomènes pourrait être le résultat de taux de sédimentation élevés, associés à des événements glaciaires et à une transgression marine du sommet des bancs, des secousses sismiques ultérieures déclenchant le décrochement. De tels événements peuvent toutefois se produire de nos jours comme le prouvent les glissements et les écoulements observés sur une large zone touchée par les secousses du séisme de 1929 sur le talus continental au large du banc de St-Pierre (Piper et Normark, 1982a, b).

L'incorporation d'eau à la partie supérieure d'une coulée de débris peut aboutir à l'entraînement de sédiments dans une suspension turbulente (Hampton, 1970). Le mélange sédiments-eau peut devenir assez dense pour donner naissance à un courant de turbidité (Middleton et

Southard, 1978). Il existe un grand nombre d'études théoriques et expérimentales sur la dynamique des courants de turbidité (Bagnold, 1962; Middleton, 1966a, b, 1967; Komar, 1973, 1977; Stow et Bowen, 1980). Le courant de turbidité idéal est constitué à l'amont d'une zone dense où les sédiments sont entraînés dans un mouvement continu, qui est appelée la tête, à laquelle succèdent vers l'aval le corps et la queue aux sédiments plus dilués. En réalité, il est de plus en plus utile de faire la distinction entre des courants de turbidité « denses » et « dilués » pour différencier respectivement les dépôts à grain fin et à grain grossier de ces écoulements. Le chapitre 10 traite des conséquences de ces attributs sur la stratigraphie extracôtière de l'Est du Canada.

Figures sédimentaires de fond marin

C.L. Amos et R.W. Dalrymple

L'interprétation de la plupart des figures sédimentaires de fond dépend d'un système de classification génétique convenable; malheureusement, un grand nombre de ces systèmes considèrent uniquement la taille ou la morphologie des figures, sans attacher beaucoup d'importance au mécanisme. Le concept de « relief d'équilibre du fond marin » présenté par Southard (1971) et précisé par Middleton et Southard (1978) est important pour l'interprétation générale des figures sédimentaires de fond marin et pour les applications dans des milieux autres que fluviaux. Ce concept admet l'existence d'un type de relief invariable et reproductible dans un régime d'écoulement donné.

Diverses figures sédimentaires de fond parallèles et perpendiculaires à l'écoulement sont observées sur une grande partie de la côte Est du Canada. Ces structures ont des tailles et des formes très variables, reflétant un grand nombre de facteurs, dont la granulométrie, la compacité, la distribution des sédiments, l'apport de sédiments, le champ de contraintes de cisaillement sur le fond actuel et le champ de contraintes de cisaillement sur le fond ancien.

La majorité des figures sédimentaires de fond rencontrée sur la côte Est s'est formée dans un sable mobile reflétant son abondance dans la région (voir la fig. 11-1). Dans une étude récente des figures sédimentaires de fond de cette région, Amos et King (1984) ont constaté que le système de classification de Boothroyd et Hubbard (1975), modifié par Dalrymple et al. (1978), définissait adéquatement les figures sédimentaires de fond perpendiculaires à l'écoulement, engendrées par des courants. Sur la plate-forme continentale, les figures sédimentaires de fond parallèles (ou obliques) à l'écoulement sont moins bien définies génétiquement, mais on observe entre autres des rubans de sable (Kenyon, 1970; McLean, 1981), des rides de tempête (comprenant des rides associées à l'avant-plage, des rides littorales et des rides de haute mer) (Field et al., 1981; Swift et al., 1981) et des rides de courant de marée (Off, 1963, Smith, 1969; Huthnance, 1973; Kenyon et al., 1981). Les rides de courant de marée sont des structures mixtes qui ont été engendrées par l'action cumulative des mégarides et des vagues de sable superposées. Lorsque le sable est abondant, comme sur le banc de Georges, ces rides fusionnent pour produire des figures sédimentaires de fond de grande échelle caractéristiques de la plate-forme continentale du sud du Canada (King, 1980). Amos et King (1984) présentent un résumé des caractéristiques de chaque type de figure sédimentaire.

Le tableau 11-1A donne la gamme approximative des vitesses près du fond de chaque type de figure sédimentaire. Dans des sédiments non cohésifs soumis à un écoulement unidirectionnel, on peut observer les figures sédimentaires de fond suivantes : rides de courant, couches à surface plate (inférieures), mégarides bidimensionnelles à crête droite, vagues de sable, mégarides tridimensionnelles à crête sinueuse, couches à surface plate (supérieures) et rubans de sable. Dans des conditions d'écoulement purement oscillatoire (provoqué par des vagues), on ne trouve que des rides d'oscillation et des couches à surface plate. La nature des rides engendrées par les effets combinés des vagues et des courants est maintenant connue et illustrée à la figure 11-11A. Cette figure est basée sur des observations faites sur le banc de l'île de Sable. Des sonogrammes obtenus par sonar à balayage latéral sur le Banquereau, immédiatement après une grande tempête, montrent des structures de grande taille, linguiformes, qui seraient engendrées par les effets combinés des vagues et des courants (Amos, 1984). Ces structures, que Reineck et Singh (1975) appellent des « mégarides linguiformes », mesurent environ 50 m tant en largeur qu'en longueur d'onde, mais leur hauteur n'est pas mesurable. Des mégarides bosselées, qu'on considère être également le résultat d'une interaction entre des vagues et des courants, ont été enregistrées sur vidéo à des sites d'exploration, autour de l'île de Sable. Ces structures qui mesurent 0,3 m de haut sur 1 m de longueur d'onde sont de courte durée; elles s'édifient et disparaissent en l'espace de quelques heures. De la même manière, on a observé que des mégarides bidimensionnelles se formaient et disparaissaient au cours du passage d'une seule tempête d'hiver. Le fond marin est aussi lisse après la tempête qu'avant. Ces observations font douter de l'utilité de rechercher ces figures sédimentaires de fond pendant les mois d'été, période pendant laquelle la probabilité de les voir est la plus faible. La série des figures sédimentaires de fond perpendiculaires à l'écoulement (vagues de sable et mégarides) et parallèles à l'écoulement (crêtes et rubans de sable) présente dans toute région (voir la fig. 11-12) dépend des mécanismes actifs, tandis que l'abondance et la répartition de ces figures sédimentaires de fond sont régies par la fréquence de leur formation par rapport à leur destruction et, facteur plus important encore, par la répartition et la disponibilité des sédiments de fond. Ces figures sédimentaires sont peu fréquentes au nord de Terre-Neuve car les sédiments mobiles sont rares, mais sont répandues au sud en raison de l'abondance de ces derniers.

Les rides sont en général omniprésentes dans les régions recouvertes de sable non consolidé, dont la profondeur d'eau ne dépasse pas 120 m environ. Le type et l'orientation de ces figures sédimentaires de fond varient énormément, même sur de faibles distances (voir la fig. 11-13A à D). Les variations de longueur d'onde et d'orientation de ces rides sont évidentes, mais non leur cause. L'interprétation des paléoenvironnements à partir de structures de rides conservées pourrait bien être difficile compte tenu de la variabilité des types de figures sédimentaires observables dans tout milieu. Des observations effectuées sur la plate-forme Néo-Écossaise pourraient aider à surmonter ces difficultés.

Sur la plate-forme du Labrador et la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, où prédominent les mécanismes liés aux glaces et aux tempêtes, le fond est soumis à l'influence

Tableau 11-1A. Sédiments non cohésifs

Figures sédimentaires de fond marin	Limite	Sable			
		Fin cm/s	Moyen cm/s	Grossier cm/s	Très grossier cm/s
Rides de courant	Supérieure	60	50	35	Figure absente
	Inférieure	13	20	25	
Couches à surface plate (inférieures)	Supérieure	Figure absente	Figure absente	45	50
	Inférieure			40	45
Mégarides bidimensionnelles	Supérieure	Figure absente	60	60	60
	Inférieure		50	40	40
Vagues de sable	Supérieure	Figure absente	100	100	100
	Inférieure		60	50	40
Mégarides tridimensionnelles	Supérieure	Figure absente	150	150	Figure absente
	Inférieure		60	60	
Couches à surface plate (supérieures)	Supérieure	85	170	240	295
	Inférieure	60	150	150	120
Rides de vagues	Supérieure	70	100	125	200
	Inférieure	10	13	20	30
Couches à surface plate dues aux vagues	Supérieure	-	-	-	-
	Inférieure	70	80	90	100

Tableau 11-1B. Sédiments cohésifs

Figures sédimentaires de fond marin	Sédiments plastiques S_r = 0-25 kPa	Sédiments peu plastiques $S_r \geq$ 25 kPa
	cm/s	cm/s
Moulage en flûte géant	12-36	200
Sillons de boue	12-36	200
Vagues de boue	20	20

dominante de l'affouillement par la glace. Les figures sédimentaires de fond se limitent aux rares champs de rides d'oscillation à cause du manque de sable mobile (Slatt et Gardiner, 1976; Josenhans, communication personnelle, 1986), bien que des mégarides se trouvent sur la bordure extérieure de la plate-forme continentale (Fillon, 1976; voir la section de Barrie et Josenhans du présent chapitre). Les figures sédimentaires de fond observées sur les plates-formes continentales au large de l'île de Baffin ou sur le fond marin des chenaux de l'archipel arctique sont peu nombreuses, bien que des rubans de sable isolés aient été identifiés dans le sud de la baie d'Ungava. Ce phénomène pourrait en partie s'expliquer par l'absence d'études détaillées de ces régions.

Les Grands Bancs, le banc de Saint-Pierre et le banc Burgeo, au sud de Terre-Neuve, sont recouverts d'un placage de sable propre qui présente une abondance de mégarides bidimensionnelles et de rubans de sable ainsi que de vagues de sable équantes de forme arquée (Allen, 1982), de crêtes de sable et de bancs de sable moribonds (King, 1976; Fader et King, 1981; Lewis et Barrie, 1981). D'après Barrie (communication personnelle, 1985), ces structures ne sont actives que pendant les tempêtes d'hiver.

Malgré l'omniprésence du sable dans le golfe du Saint-Laurent, on trouve des figures sédimentaires de fond de grande taille uniquement dans les zones littorales où différentes structures engendrées par des courants et des vagues sont associées aux complexes d'îles barrières de l'Île-du-Prince-Édouard (Armon, 1980; Greenwood et Hale, 1980), des îles de la Madeleine (Loring et al., 1970) et du Nouveau-Brunswick (Reinson, 1977b, 1979). Des figures sédimentaires de fond actives sont également présentes dans la section fluviale du golfe du Saint-Laurent et sont interprétées comme des mégarides, des vagues de sable à crête aiguë et des crêtes de sable (d'Anglejan, 1971a, b; Monahan, 1976).

Le Banquereau et le banc de l'île de Sable possèdent les séquences de sable superficiel les plus épaisses de la côte Est. Des rubans de sable, des mégarides bidimensionnelles moribondes ainsi que des crêtes de sable de tempête moribondes et actives (auxquelles James et Stanley, 1968, ont donné par erreur le nom de vagues de sable) sont abondamment répandus. Les seules figures sédimentaires de fond actives connues sont les dunes associées à l'avant-plage du flanc sud de l'île de Sable (Evans-Hamilton Inc., 1972, 1975, 1976), des mégarides bidimensionnelles situées à la base du Goulet (Amos et Asprey, 1982, Amos, 1985) et au nord-est de l'île de Sable (Amos, 1984), ainsi que des vagues de sable observées dans la passe Harky (Boyd, communication personnelle, 1985).

La région tidale de la baie de Fundy et du golfe du Maine renferme la série la plus étendue de figures sédimentaires de fond de la côte Est. Les forts courants de

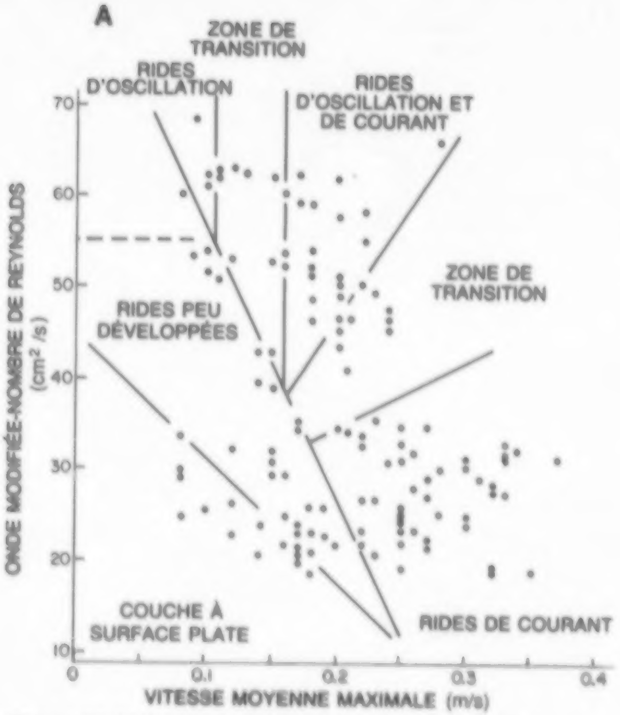


Figure 11-11A. Types de rides formées par l'action combinée de vagues et de courants sur le banc de l'île de Sable. Au lieu d'observation, la profondeur de l'eau était de 22 m et le diamètre des grains, de 0,23 mm; les vagues étaient obliques (45°) par rapport aux courants.

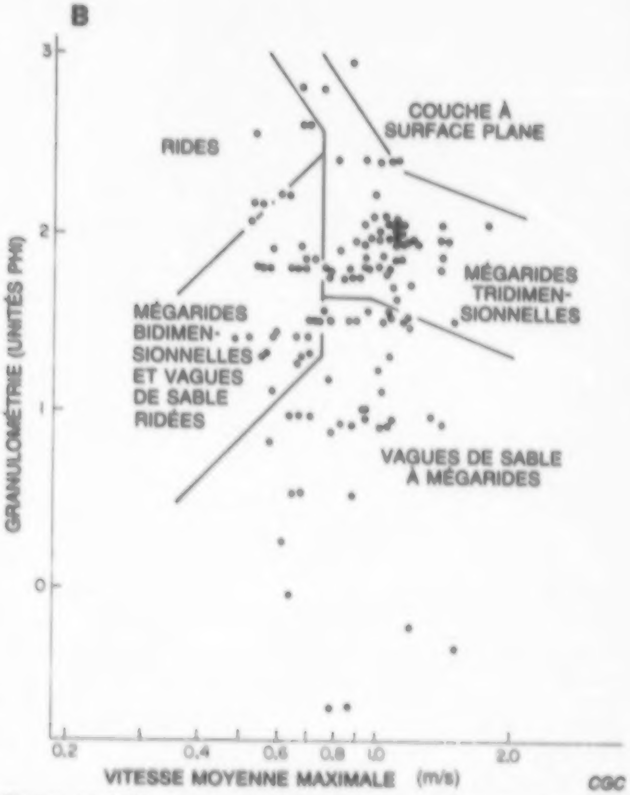


Figure 11-11B. Types de figures sédimentaires de fond dans le bassin des Mines (baie de Fundy), formées avec une vitesse de courant de marée et une granulométrie variables.

marée donnent naissance à des mégarides bidimensionnelles et tridimensionnelles, à des vagues de sable, à des rubans de sable et à des crêtes de courant de marée, qui forment une zone presque continue traversant la baie de Fundy (Klein, 1970; Fader et al., 1977; Dalrymple et al., 1978), le banc de Georges (Stewart et Jordan, 1964; Twitchell, 1981; Geonautics Limited, rapport inédit, 1982), le chenal Nord-Est (Fader, 1984) et le banc de Brown (Drapeau 1970; Drapeau et King, 1972).

Des techniques de levé améliorées montrent que des figures sédimentaires de fond constituées de sédiments non cohésifs se trouvent dans presque tous les milieux marins. Elles ne sont pas limitées, comme on l'avait pensé, aux régions tidales peu profondes. Au contraire, des « vagues de gravier » ont récemment été découvertes sur la partie extérieure du cône Laurentien (Piper et al., 1985b) et des « vagues de sédiments » à la base du talus continental, à environ 2 000 m de profondeur, en dessous du sous-courant occidental côtier (Damuth et al., 1979).

Des figures sédimentaires de fond isolées dans des sédiments cohésifs ont été signalées sur la côte atlantique du Canada. La classification de ces figures et les processus qui ont conduit à l'édification de ces dernières sont moins bien connus que dans le cas des sédiments non cohésifs et sont moins prévisibles, en raison de la nature complexe des microstructures des sédiments de même que de leur résistance au cisaillement et de leur plasticité. Des moulages de cannelure, semblables à ceux décrits par Flood (1983), ont été reconnus dans le bassin de Cumberland de la baie de Fundy, par C.L. Amos en 1978, tandis que des moulages en flûte géants (King, 1980), qui seraient probablement engendrés par des courants de turbidité, ont été décelés dans la baie Placentia de la province de Terre-Neuve (Fader, communication personnelle, 1984) et à la base du Goulet. Des sillons de mer profonde (Flood et Hollister, 1980) et des vagues de boue, comme ceux décrits par Embley et al. (1980) ont été reconnus sur les plaines abyssales de l'Atlantique Nord et de l'océan Arctique au large du Canada (Hall, 1979), à des profondeurs d'environ 1 700 m et plus.

La genèse et les classifications des figures sédimentaires de fond sont encore controversées. On ne connaît pas exactement encore les raisons ni les conditions de leur formation (Kennedy, 1978), surtout dans le cas des figures sédimentaires de fond de milieux marins peu profonds, en raison des interactions complexes entre les vagues, les courants et les champs d'écoulement, variables dans le temps.

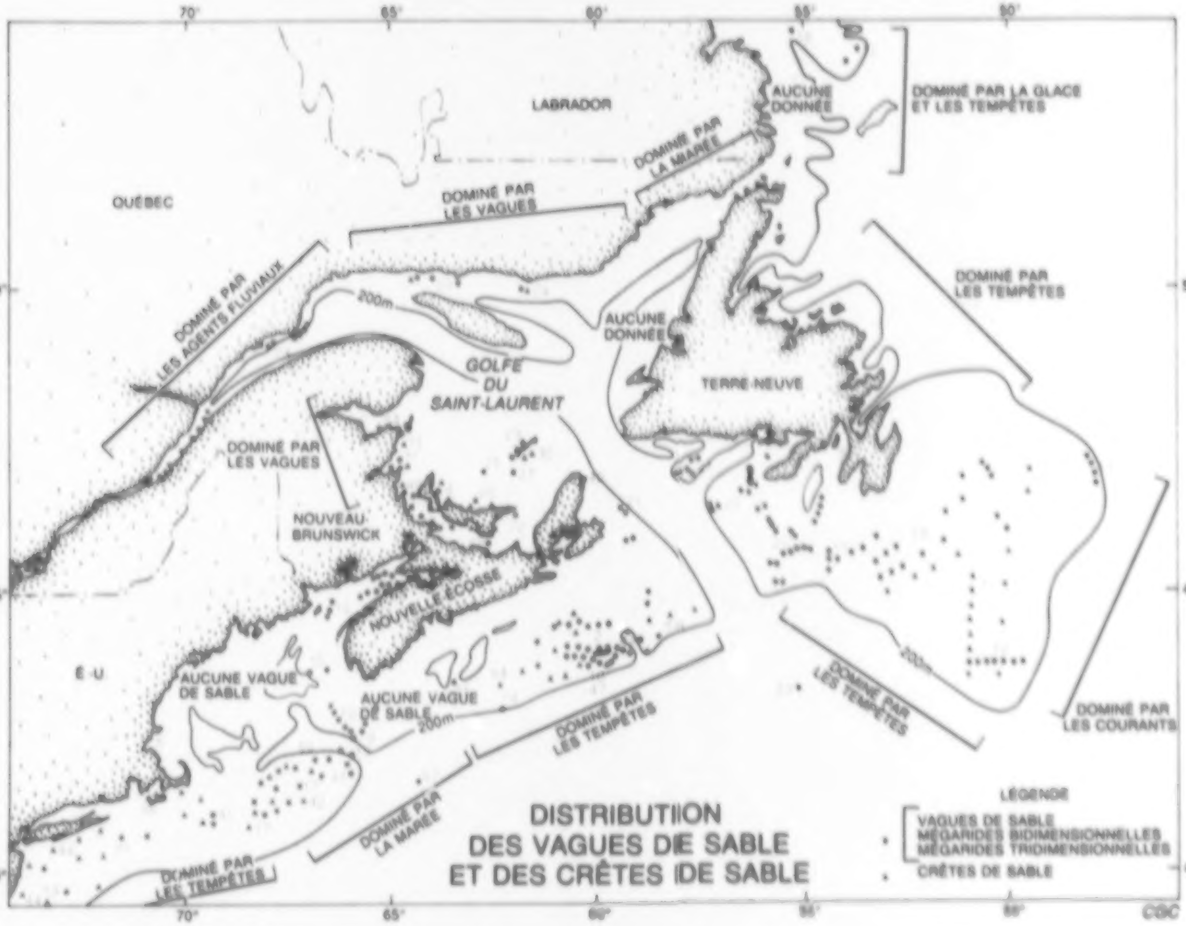


Figure 11-12. Distribution des figures sédimentaires de fond parallèles au courant (crêtes de sable et rubans de sable) et transversales au courant (vagues de sable et mégarides) sur la plate-forme continentale de l'Est du Canada. Les chiffres sur le diagramme renvoient aux sources d'information suivantes dont la référence complète se trouve à la fin du chapitre. 1 : Amos et Asprey (1979); 2 : Amos et Asprey (1982); 3 : Amos et Long (1980); 4 : Armon (1980); 5 : Cooks et al. (1976); 6 : Dalrymple (1977); 7 : d'Anglejan (1971a); 8 : Donaldson (communication personnelle, 1977); 9 : Drapeau (1970); 10 : Fader et al. (1977); 11 : Fader et King (1981); 12 : Fillon (1976); 13 : Geonautics (1981); 14 : Damuth et al. (1979); 15 : Huntley (1980); 16 : James et Stanley (1968); 17 : Jordan (1962); 18 : Josenhans (communication personnelle, 1986); 19 : King (1970); 20 : King (1976); 21 : King (1980); 22 : Kranck (1971); 23 : Lambiase (1977); 24 : B.F.N. Long (données inédites); 25 : Loring (1975); 26 : Loring et Nota (1966); 27 : Loring et al. (1970); 28 : Monahan (1976); 29 : Owens (1974); 30 : Owens et Frobel (1975); 31 : Rieinson (1977b); 32 : C.T. Schafer (communication personnelle, 1983); 33 : D.H. Loring (communication personnelle 1983); 34 : Slatt (1977); 35 : Smith (1969); 36 : Stehman (1976); 37 : Swift et Lyall (1967); 38 : Swift et al. (1978); 39 : Syvitski et al. (1983c); 40 : R.B. Taylor (communication personnelle, 1983); 41 : Twitchell (1981); 42 : Uchupi (1963); 43 : Woodward-Clyde Consultants (1982, a ou b); 44 : Knebel (1981); 45 : Greenwood et Hale (1980); 46 : Boyer et al. (1975); 47 : Evans-Hamilton Inc. (1975, 1976); 48 : Stanley et al. (1972, 1973); 49 : G. Fader et R.O. Miller (communications personnelles, 1983); 50 : B.F.N. Long (communication personnelle, 1983); 51 : Knight (1977); 52 : Klein (1970); 53 : Twitchell et al. (1981); 54 : Amos (1978); 55 : d'Anglejan (1971b); 56 : Stewart et Jordan (1964); 57 : Damuth et al. (1979); 58 : Amos (1983).

Vitesses des courants et figures sédimentaires de fond

Le tableau 11-1 montre la gamme des vitesses de courants près du fond qui permettent la formation et le maintien des figures sédimentaires de fond pour différentes granulométries de sédiments non cohésifs et pour des sédiments cohésifs « plastiques » et « peu plastiques ». Les vitesses ont été normalisées à la hauteur de 1 m au-dessus du fond par application de la Loi du mur (Law of the Wall) de

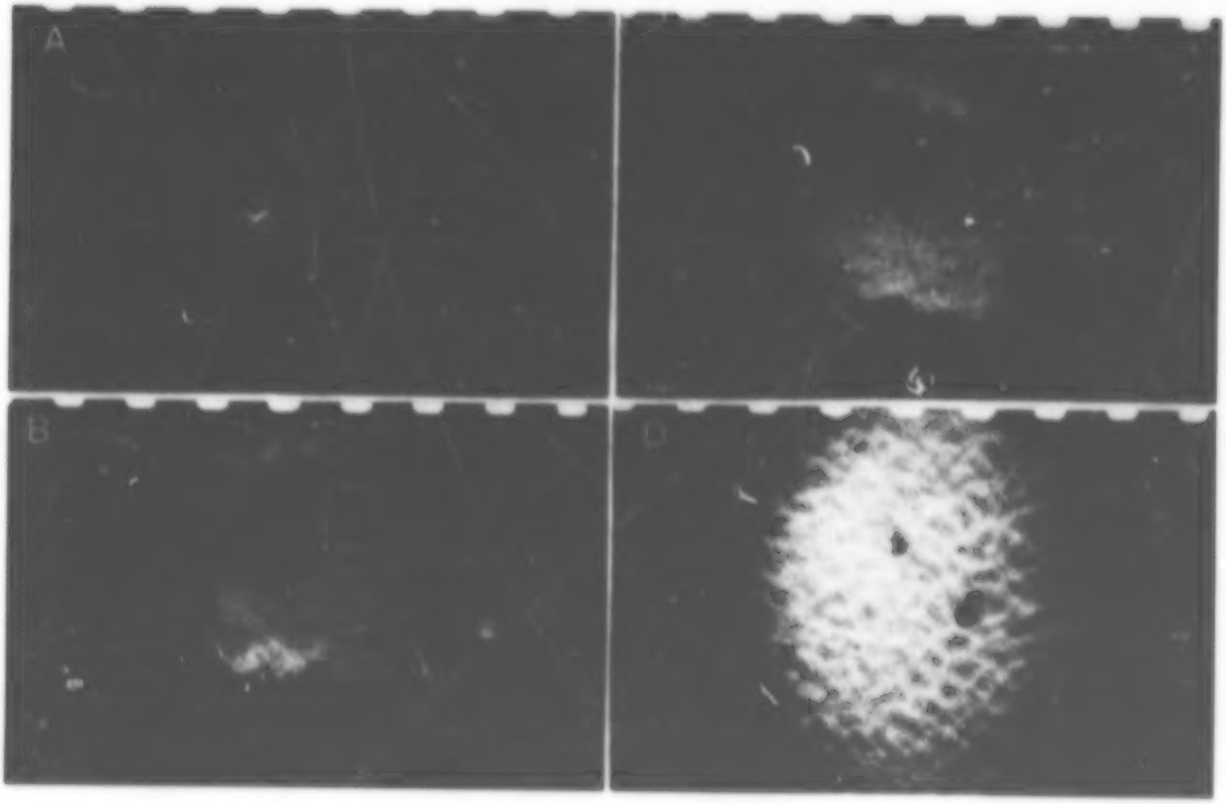


Figure 11-13. Photographies BRUTIV du fond marin du Banquereau, prises à une hauteur de 3 m. Le cadre mesure environ 2 x 1 m. Les photographies A à D ont été prises successivement à 25 mètres d'intervalle environ. (A) Rides d'oscillation formées par des vagues, selon une orientation nord-sud (la flèche indique le nord), (B) rides de vagues de grande échelle (longueur d'onde = 1 m) auxquelles se superposent des rides plus petites; (C) rides de vagues de grande échelle bien développées (longueur d'onde = 0,6 m), d'orientation nord-ouest-sud-est et (D) géométrie de rides irrégulières (brick-brack).

répartition des vitesses, en supposant un coefficient de frottement de 3×10^{-3}. Les limites des vitesses associées à la formation de rubans de sable sont incertaines. Une limite supérieure de premier ordre peut être associée à la vitesse de chute critique du sable (Bagnold, 1966). Les données sur les figures sédimentaires de fond perpendiculaires à l'écoulement ont été résumées à partir des études effectuées par Dalrymple et al. (1978), Middleton et Southard (1978) et Allen (1982).

Les critères s'appliquant aux rides et aux couches à surface plate formées par l'action des vagues ont été résumés à partir d'études effectués par Clifton (1976) et Allen (1982), et sont exprimés ici comme des vitesses orbitales de vagues maximales définies par la théorie d'Airy, qui suppose un écoulement non visqueux. Les conditions nécessaires à la formation de sillons ont été tirées de Flood (1983); celles à l'origine des moulages en flûte et des vagues de boue sont fondées sur les critères d'érosion des sédiments fins établis par Terwindt et Breusers (1972) et Young et Southard (1978). La distinction entre les sédiments cohésifs « plastiques » et « peu plastiques » a été faite en se basant sur la résistance au cisaillement au scissomètre (S_v).

Instruments

D.A. Huntley et C.L. Amos

Les instruments utilisés dans l'étude des processus actuels de sédimentation appartiennent à deux grandes catégories : ceux conçus pour mesurer les propriétés des sédiments et ceux servant à déterminer les processus physiques, chimiques ou biologiques qui influent sur ces propriétés. Les importants progrès faits dans la conception des instruments de terrain et de laboratoire sont en voie de faire passer l'étude des processus sédimentaires d'une science essentiellement descriptive et qualitative à une science quantitative.

Une propriété fondamentale d'un sédiment est son taux d'accumulation. Il existe actuellement un certain nombre de techniques pour le mesurer (Hackett et al., 1986; Syvitski, 1986). Malheureusement, il n'existe aucune méthode ou instrument standard et, par conséquent, les résultats ne sont pas toujours comparables. On trouve des tubes à sédimentation dans la plupart des laboratoires de sédimentologie; les contraintes d'utilisation de cet instrument sont la difficulté d'introduire l'échantillon,

la géométrie du tube, la cadence d'enregistrement des paramètres de l'échantillon et la préparation de ce dernier. Aucune technique ne permet à elle seule de mesurer toutes les dimensions granulométriques de la nature (des argiles aux blocs); il faut donc diviser les échantillons en grandes classes granulométriques pour l'analyse. Pour obtenir un histogramme granulométrique des sédiments, il faut souvent regrouper les résultats, mais des écarts apparaissent généralement aux points de regroupement. Vraisemblablement, les travaux futurs viseront à mettre au point des techniques qui permettront d'analyser rapidement et précisément la granulométrie et la vitesse de sédimentation des particules de l'ensemble d'un échantillon. Des techniques de production d'images par la méthode des ombres, comme celles qui ont servi à mesurer la granulométrie de la poussière dans l'atmosphère de Vénus, ou l'analyse granulométrique par diffraction laser (Syvitski, 1986) semblent prometteuses, bien que leur précision ne soit pas plus grande que celle des techniques actuelles.

Les processus de sédimentation observables sur le terrain et les échelles de temps de ces processus varient; les instruments servant à mesurer ces processus doivent donc eux aussi présenter une telle diversité. Par exemple, les processus qui influent énormément sur la sédimentation ont des fréquences qui varient de quelques secondes (rafales et bouffées de turbulence sur le fond marin) à quelques années (circulation en mer profonde), et peuvent agir sur des échelles dont la taille va de celle du matériau du fond (la structure de la sous-couche visqueuse à l'interface sédiments-fluide) à celle des cellules de circulation qui s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres. Depuis peu, on trouve divers types de détecteurs de vagues et de courants qui sont contrôlés par des microprocesseurs et qui sont par conséquent polyvalents en ce qui concerne les stratégies d'échantillonnage. Un grand nombre de ces instruments possèdent des détecteurs électromagnétiques ou soniques à « réponse instantanée », capables de déceler des écoulements de 1 mm/s avec une précision atteignant 1 mm/s et pouvant être utilisés pour échantillonner très rapidement des événements de haute fréquence comme la turbulence ou le mouvement de la colonne d'eau provoqué par les vagues. Ce type de détecteur ne possède aucune pièce mobile; il ne peut donc subir de défaillance mécanique et ne s'encrasse pas. Des détecteurs soniques innovateurs, comme l'AMATEC Straza montable sur coque, peuvent mesurer à distance des vitesses de courant dans toute une colonne d'eau, supprimant ainsi les problèmes attribuables aux perturbations créées par l'instrument. Les applications possibles des détecteurs ultrasoniques sont la mesure de la vitesse d'écoulement et de la concentration des sédiments à des intervalles de 10 mm dans ce qu'on appelle la couche limite du fond, à des fréquences atteignant 1 Hz. Le produit de ces mesures est le flux de sédiment en suspension, paramètre clé pour caractériser les bilans sédimentaires, particulièrement dans les estuaires. Malheureusement, la relation entre la rétrodiffusion acoustique et la concentration des sédiments est très sensible à la granulométrie et à la forme des grains. Les progrès futurs permettront de surmonter les problèmes causés par ces variations du milieu naturel.

Un concept important dans l'étude des processus actuels de sédimentation est que le transport des sédiments varie proportionnellement à l'énergie dissipée sur le fond par l'écoulement sus-jacent. Malheureusement, personne n'a jamais mesuré directement sur le terrain la contrainte de cisaillement exercée sur le fond lors du transport de sédiments en période de tempête. Des plaques de cisaillement ou des tubes de Preston (qui mesurent directement les contraintes sur le fond) existent pour des études en laboratoire de fonds lisses, mais ces instruments sont délicats et doivent être manipulés avec grand soin afin d'empêcher la perturbation de l'écoulement. Il faudra à l'avenir penser à créer un instrument de terrain capable de mesurer directement les contraintes sur un fond irrégulier pendant une tempête. Comme solution partielle à ce problème, Caldwell et Chriss (1979) ont conçu un capteur de fond qui mesure l'écoulement à quelques millimètres du fond dans la sous-couche visqueuse. Ils font valoir que dans ce cas, le gradient vertical de la vitesse est lié à la contrainte de la viscosité moléculaire. Le capteur est équipé d'un ensemble de thermistances perlées qui sont chauffées et qui se déplacent dans la sous-couche visqueuse sur un bras en porte-à-faux, à une vitesse fixe ou à une vitesse télécommandée à partir de la surface. La position des capteurs par rapport au fond peut être déterminée au millimètre près et il est donc possible de mesurer des gradients de vitesse précis. À l'aide de courantomètres électromagnétiques, Huntley et Hazen (1988) ont effectué des mesures sur le banc de l'île de Sable pour vérifier et améliorer la méthode de Grant et Madsen (1979) d'évaluation des contraintes sur le fond, dues à l'effet combiné des vagues et des courants. Cette méthode est largement utilisée pour obtenir des estimations du transport des sédiments en milieu marin; la vérification de la méthode sur la plate-forme Néo-Écossaise constitue donc une étape importante dans l'établissement d'autres prévisions de transport des sédiments du fond marin. L'instrument de Huntley et Hazen est limité dans son utilisation aux fonds marins lisses et aux écoulements relativement calmes, et les données doivent être transmises au moyen d'un cordon ombilical à un navire de surface. Les travaux futurs porteront sur la conception d'un appareil pouvant travailler sur divers types de fond pendant de longues périodes pour en venir à enregistrer des événements de tempête.

Les conditions d'écoulement qui donnent naissance aux figures sédimentaires de fond sont assez bien connues dans le cas de petites structures qu'on peut reproduire dans un canal de simulation. Cependant, la plupart des canaux ne peuvent reproduire que des vagues ou des courants; quelques-uns seulement peuvent reproduire des vagues désordonnées, caractéristiques du milieu marin, et à notre connaissance, aucun ne peut reproduire en même temps des vagues désordonnées et un courant. Le comportement des sédiments sous l'action combinée des vagues désordonnées et d'un courant est par conséquent très mal connu. Si on disposait d'un tel canal, il serait possible de faire de grands progrès dans la compréhension de la formation des figures sédimentaires de fond, de la théorie du transport des sédiments et des phénomènes d'affouillement autour des structures du fond. Il faudrait que des études de ce genre soient accompagnées d'observations détaillées faites en de nombreux lieux des comportements du fond marin sous diverses conditions d'écoulement, particulièrement au cours des événements les plus intenses.

Les techniques de mise au point d'appareils photos sous-marins ont fait de grands progrès au cours des dix dernières années. L'appareil qui a permis de photographier le TITANIC a une sensibilité effective de 250 000 ASA est capable de prendre une photo couvrant une superficie

de 0,3 hectare du fond marin profond, en utilisant des sources lumineuses classiques. Des viodéocaméras à grande résolution, fonctionnant à faible éclairage et installées sur des véhicules télécommandés sont également des outils efficaces pour observer le fond marin. Elles peuvent être utilisées dans les cas où l'emploi d'un submersible avec équipage n'est pas possible, pour une fraction du coût. Ces instruments associés à des bras de manipulation, des outils d'échantillonnage et des capteurs d'attitude peuvent être transformés pour chaque application. Deux de ces véhicules télécommandés sont le UFO, utilisé pour surveiller l'affouillement autour des caissons de support de la plate-forme de forage auto-élévatrice ROWAN GORILLA 1, et le JASON Jr., commandé à partir de l'ALVIN pour explorer l'intérieur du TITANIC.

T.M. Chriss (voir Huntley et al., 1986) a mis au point un système photogrammétrique sous-marin de polygonation (TUPS) qui prend des photographies stéréoscopiques couvrant une superficie de 11 m^2 du fond marin à partir d'une hauteur de 1 m. Cet instrument permet de reproduire d'une façon précise les irrégularités du fond. Il pourrait être particulièrement utile dans les régions où les figures sédimentaires de fond sont bien développées ou lorsque le fond marin est très irrégulier. Dans ces régions, des changements importants de l'écoulement près du fond peuvent donner naissance à de nombreuses structures observées au sonar à balayage latéral, comme des empreintes de comète, des rubans de sable, des taches asymétriques ou des moulages en flûte.

Le Mesotech 971, un sonar couleur à balayage rotatif, est un outil de cartographie très prometteur pour la reconstitution des affouillements sur le fond marin, autour des structures du fond, et pour les mesures bathymétriques entre 5 et 200 m. Un signal de 330 kHz ou 675 kHz est émis radialement à partir d'un seul émetteur-récepteur stationnaire; des visualisations des impulsions réfléchies sont combinées pour obtenir une carte bathymétrique du fond marin qui est affichée sur un écran couleur et stockée sur un support vidéo. Ce système a été utilisé avec grand succès pour observer la dégradation d'îles artificielles au cours de tempêtes dans la mer de Beaufort et la forme des quille d'icebergs sur les Grands Bancs de Terre-Neuve. Son grand avantage est de cartographier un objet en temps réel, presque instantanément, et de n'avoir à toutes fins utiles aucune limite de stockage de données.

La mesure des types de figures sédimentaires de fond ainsi que de la stabilité et du mouvement des sédiments du fond marin a progressé. De telles mesures sont essentielles pour vérifier et étalonner les théories sur le comportement des sédiments, bien qu'il n'existe aucun ensemble de données adéquates sur leur transport et les processus physiques concommitants. Des capteurs à multiparamètres comme le BASS, le Geoprobe ou le tripode de l'Université de Washington ont été utilisés avec un certain succès, mais présentent néanmoins des limites de stockage de données et de vitesse d'échantillonnage. Le RALPH (Heffler, 1984) a été conçu et utilisé afin de surmonter ces limites (voir la fig. 1-8). Il présente également un taux de défaillance élevé, mais les résultats obtenus au site Venture, sur le banc de l'île de Sable, ont été excellents et ont permis d'évaluer la genèse des rides et le transport de la charge de fond en présence de vagues et de courants. Les propriétés importantes de ce capteur sont sa capacité d'agir « intelligemment » une fois installé et par conséquent de rejeter les données inutiles; la possibilité de stocker jusqu'à 100 Mb de données, nécessaire à une utilisation à long terme; et sa grande rapidité à échantillonner des événements de haute fréquence comme des bouffées et des rafales de turbulence.

ZONE CÔTIÈRE

R.B. Taylor, J.R. Harper et R. Gillie

Les influences dominantes sur les côtes

La zone côtière est un milieu dynamique dont la stabilité est perturbée par une combinaison complexe de processus. Elle joue pour les terres émergées un rôle de tampon contre l'attaque directe des vagues. Elle change constamment. Son « équilibre dynamique » dépend de l'influence relative de quatre facteurs fondamentaux : apport d'énergie (vagues, marées et glace), matériaux (source, apport), morphologie (pente, structures), et fluctuations du niveau marin relatif. Si un des facteurs change d'une façon importante (par exemple érosion plus grande que la normale par les vagues, sans qu'il y ait ajustement compensateur par un autre facteur, comme une augmentation de l'apport de sédiments), l'équilibre dynamique et la stabilité de la côte sont alors menacés.

La côte de l'Est du Canada couvre une grande variété de milieux géologiques, physiographiques et océanographiques et comprend une grande diversité de types de côtes. La configuration actuelle de la côte reflète l'influence de la lithologie du socle, de l'évolution structurale et tectonique, de la glaciation du Pléistocène tardif et des changements postglaciaires du niveau marin relatif, ainsi que des processus océanographiques actuels. Selon Owens (1977b), on divise la zone côtière en deux entités régionales, soit l'Atlantique et l'Arctique, qui sont à leur tour subdivisés en zones à prédominance rocheuse et à prédominance non rocheuse. La division régionale reflète la grande fréquence des phénomènes dus aux glaces flottantes de même que des processus périglaciaires et cryogéniques, tous observés sur les côtes de hautes latitudes; ces côtes contrastent avec celles de basses latitudes affectées par les processus dus aux vagues, aux marées et aux courants. La figure 11-14 présente un résumé des milieux côtiers de l'Est du Canada; la figure 4 (en pochette) donne la géomorphologie côtière. Ces figures montrent le relief côtier, les talus, les matériaux dominants dans les régions côtières et l'emplacement des principales entités de sédimentation, y compris les plages, les deltas et les estuaires.

Classification des côtes

Il existe environ 115 000 km de côtes dans l'Est du Canada, si on y inclut la baie d'Hudson. Les milieux côtiers varient des rivages du nord de l'île d'Ellesmere entourés de glace en permanence, aux côtes des Provinces maritimes où la présence de glace est saisonnière. Les systèmes de classification des côtes fournissent un moyen systématique de catégoriser ces divers milieux côtiers et permettent d'appliquer les résultats d'études de processus sur un site (par exemple Owens, 1977a; Armon, 1979; Rosen, 1979; Taylor et al., 1985) à d'autres régions côtières similaires.

Un paramètre critique de la classification ou de la cartographie des côtes est l'échelle d'application (Owens,

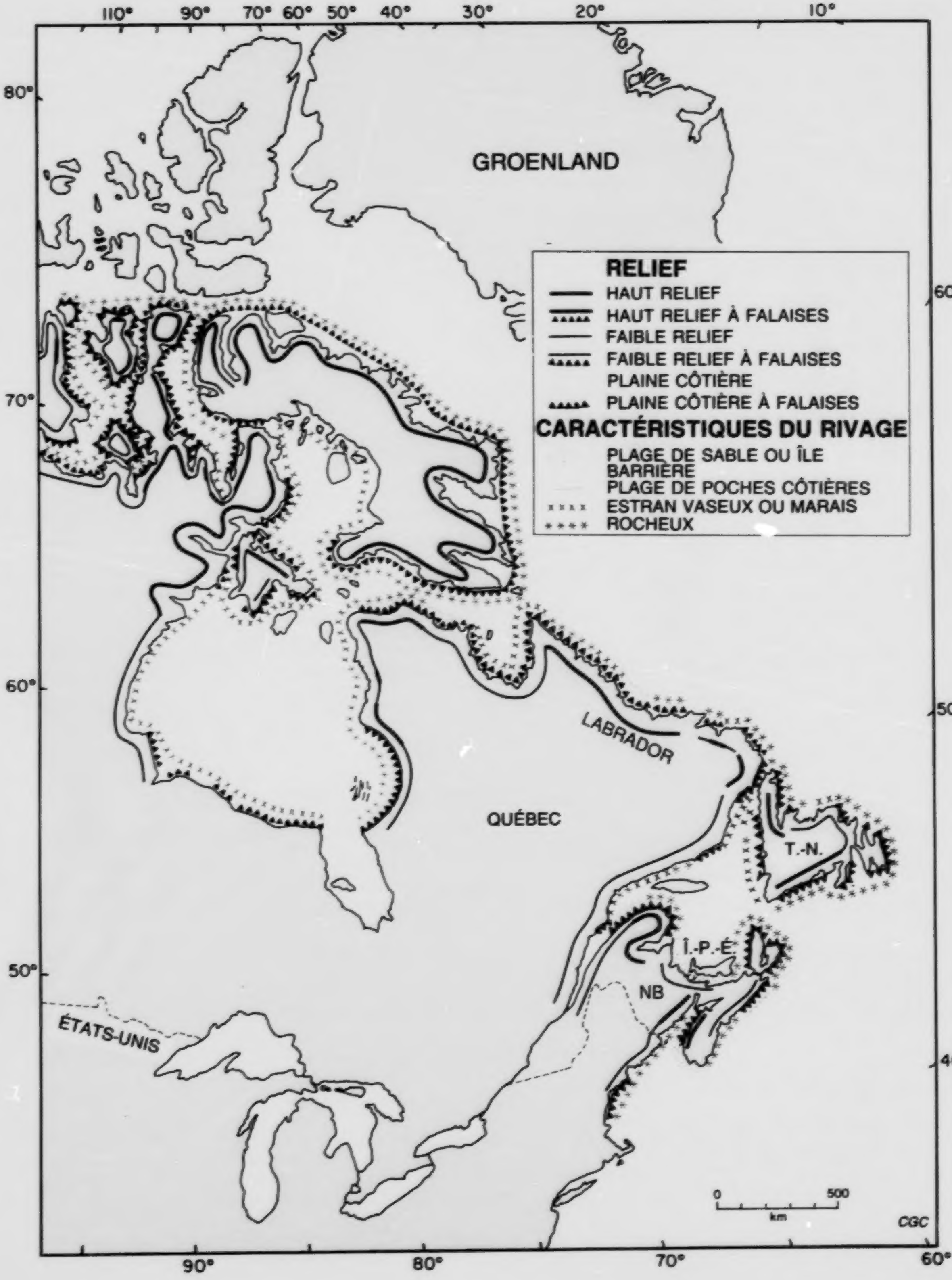

110°
90°
70°
60°
50°
40°
30°
20°
10°
80°
70°
60°
50°
60°
50°
40°
90°
80°
70°
60°
GROENLAND
RELIEF
HAUT RELIEF
HAUT RELIEF À FALAISES
FAIBLE RELIEF
FAIBLE RELIEF À FALAISES
PLAINE CÔTIÈRE
PLAINE CÔTIÈRE À FALAISES
CARACTÉRISTIQUES DU RIVAGE
PLAGE DE SABLE OU ÎLE BARRIÈRE
PLAGE DE POCHES CÔTIÈRES
ESTRAN VASEUX OU MARAIS
ROCHEUX
LABRADOR
QUÉBEC
T.-N.
Î.-P.-É.
NB
ÉTATS-UNIS
0
500
km
CGC

Tableau 11-2. Classification des côtes de l'Est du Canada

Région	Échelle	Critères de classification primaire			Auteurs
		Matériaux	Pente	Exposition aux vagues	
Détroit de Lancaster	1/250 000	X	X		McLaren et Barrie, 1985
Sud-est de l'île de Baffin	1/250 000	X	X		Barry et al., 1977
Labrador	1/250 000	X	X		McLaren, 1980
Labrador (agglomérations locales)	1/50 000	X			E.H. Owens, P.S. Penland, P.D. Reimer, B. Sawyer et E.R. White, comm. pers., 1982
Nord-est de Terre-Neuve	1/250 000	X	X		E.H. Owens et E.R. White, comm. pers., 1982
Sud-est de Terre-Neuve	1/500 000	X			Service de protection de l'environnement, 1981
	1/250 000	X	X		Woodward-Clyde Consultants, comm. pers., 1981
	1/50 000	X	X	X	Forbes, 1984
Détroit de Cabot	≥1/10 000	X	X	X	Petro-Canada, données non publiées, 1985
Nord du golfe du Saint-Laurent	1/50 000	X			Dubois, 1973, 1983 Dubois et al., 1984, 1985
Sud du golfe du Saint-Laurent	1/500 000	X			Service de protection de l'environnement, 1979
Île-du-Prince-Édouard	1/500 000	X	X	X	Owens, 1979
Île du Cap-Breton	1/50 000	X			Eastern Ecological Research Limited, 1978
Est de la Nouvelle-Écosse	1/350 000	X			Service de protection de l'environnement, 1980
	1/75 000	X			Owens, 1971
	1/50 000	X		X	Munroe, 1982
Baie de Fundy	1/500 000	X	X		Owens, 1977
	1/250 000	X			Welsfad, 1974

Figure 11-14. Relief côtier, principaux cours d'eau et caractéristiques des côtes de l'Est du Canada (d'après Dolan et al., 1972).

1974). L'échelle des observations initiales - qu'elles proviennent d'études sur le terrain, de bandes vidéo aériennes ou de photographies aériennes - restreint la résolution spatiale à laquelle la classification peut être faite. L'échelle de la présentation finale contrôle en outre le détail qu'on peut montrer. Les classifications ne peuvent être séparées de considérations portant sur les échelles, et il n'existe pas de classification qui englobe la gamme complète des échelles, allant de l'échelle de la Terre à l'échelle microscopique. Par conséquent, il n'existe aucune classification qui convienne à elle seule à toutes les applications (King, 1972). Les classifications des côtes de l'Est du Canada et les échelles cartographiques auxquelles elles sont faites sont descriptives plutôt que quantitatives. Le tableau 11-2 montre qu'il existe d'importantes variations régionales. Les milieux côtiers d'un grand nombre de régions du Canada, dont l'archipel arctique et la baie d'Hudson (Owens, 1977b), ont été décrits uniquement à l'échelle régionale.

La terminologie varie énormément entre les différentes classifications (voir le tableau 11-2). Il n'existe aucune règle, et il est peu probable que des normes soient établies dans un avenir prochain vu la variété des échelles d'application. En général, la terminologie utilisée pour définir les « types de côtes » dans le cadre de projets de classification et de cartographie à des échelles allant de 1/50 000 à 1/500 000 est compréhensible, mais elle n'est ni constante ni rigoureuse. Par exemple, le Service de protection de l'environnement (Environment Protection Service, 1980) a répertorié deux types distincts de côtes, soit les falaises et les plages à galet. Ces types de côtes se rencontrent, en fait, généralement ensemble. Les définitions des types de plages sont rarement données et cela entrave l'interprétation des résultats.

La côte atlantique du Canada

La côte atlantique du Canada est structuralement contrôlée, au nord, par les hautes terres en bordure du Bouclier canadien et, au sud, par les Appalaches d'orientation sud-ouest-nord-est. Des failles déterminent également l'alignement de nombreuses côtes de cette région, notamment

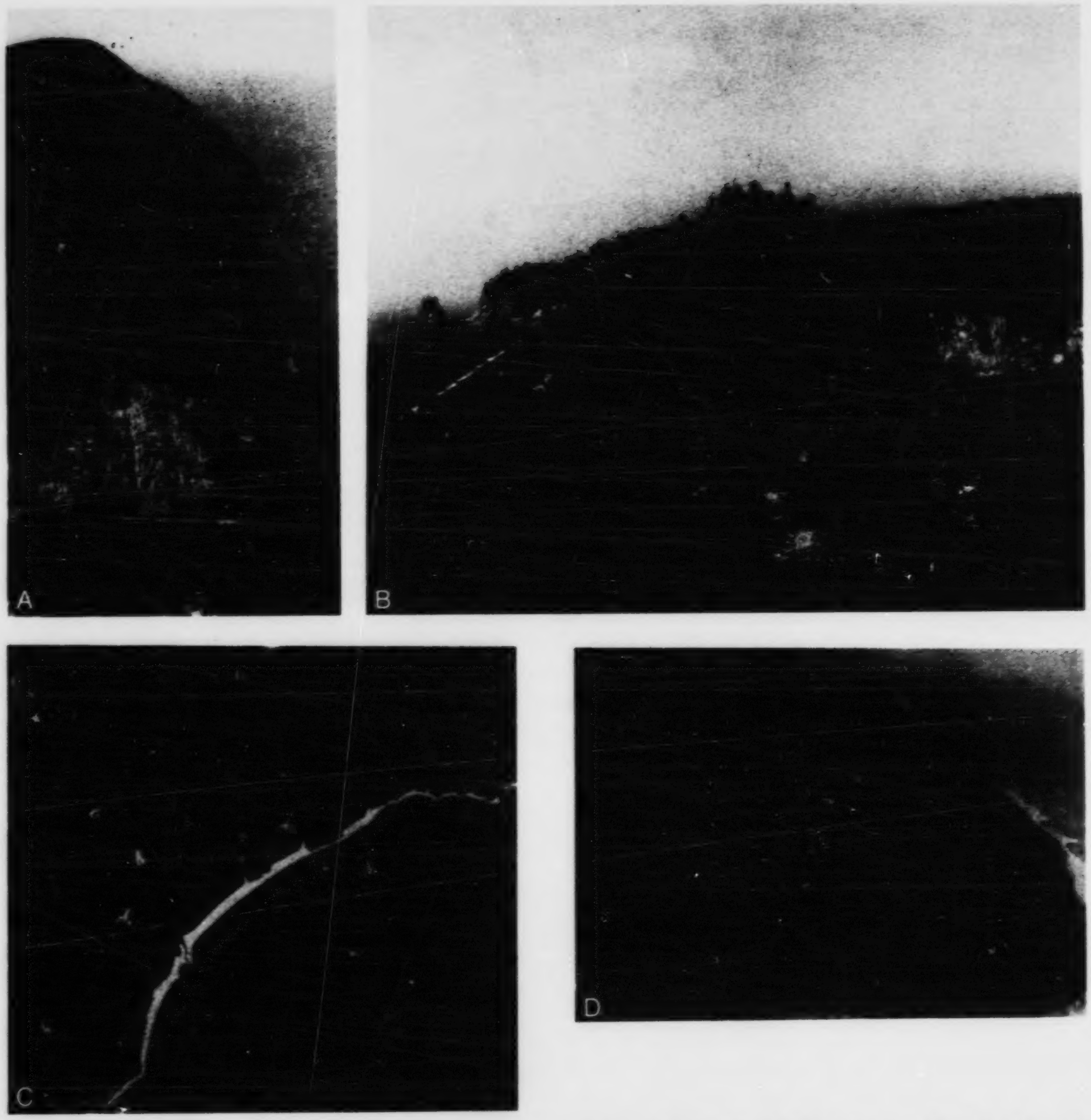


Figure 11-15. Morphologie de la côte atlantique du Canada : (A) falaises rocheuses élevées de la presqu'île Avalon (bateau encerclé pour l'échelle, tiré de Forbes, 1984; BIO FZ 8308); (B) falaises peu élevées bordées d'une large plate-forme rocheuse, baie de Fundy (GSC 2040702-A); (C) côte surtout composée de dépôts glaciogéniques tels que des drumlins, île du Cap-Breton (tiré de Wang et Piper, 1982) (GSC 204702-B); (D) flèches et barrières formées à partir de matériaux locaux, flèche de Buctouche au Nouveau-Brunswick (phare encerclé pour l'échelle) (GSC 204702-C); (E) sédiments de plage soulevée sur la côte émergente de la pointe Sandy au Labrador (tiré de McLaren, 1980, GSC 203475-V).

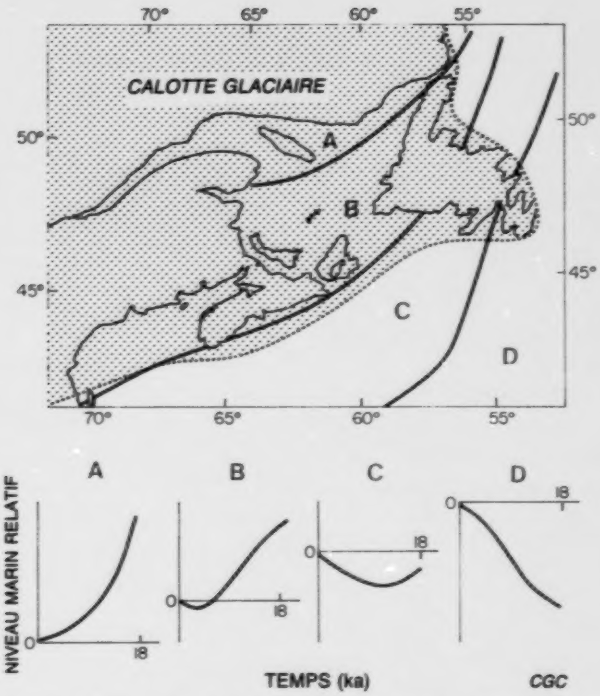


Figure 11-16. Évolution du niveau marin relatif (au cours des 18 000 dernières années) dans la région de l'Atlantique au Canada. Quatre zones ont été délimitées : zone A — hausse continue du niveau marin; zone B — niveau marin principalement en hausse; zone C — niveau marin principalement en baisse; et zone D — baisse continue du niveau marin. Les courbes du bas de la figure montrent les changements du niveau marin en fonction du temps pour chacune des zones et la région pointillée correspond à l'aire d'englaciation (d'après Quinlan et Beaumont, 1981).

dans les baies Chedabucto et Aspy (Nouvelle-Écosse) et St. Mary (Terre-Neuve). Le relief est plus accentué le long de la rive nord du Labrador où l'altitude varie de 200 à 1 200 m. Le relief côtier le plus élevé associé aux hautes terres de la Gaspésie, de l'île d'Anticosti, de l'île du Cap-Breton, de Terre-Neuve et du sud du Nouveau-Brunswick varie de 200 à 800 m d'altitude. Ailleurs, le relief de la côte est plus faible. Dans le présent document, la côte atlantique est décrite en fonction des différences dans les caractéristiques côtières et la stabilité entre les côtes atlantiques rocheuses exposées aux vagues et les rivages d'accumulation moins exposés du golfe du Saint-Laurent et du fond de la baie de Fundy. Owens (1977b) a décrit cette région en fonction d'unités côtières « morphodynamiques ».

Les roches ignées et métamorphiques résistantes qui affleurent le long de la côte atlantique extérieure du Canada et du nord du golfe du Saint-Laurent sont à l'origine de la présence d'une côte rocheuse irrégulière (Dubois, 1980) à relief variable; 76 % de la côte du Labrador est rocheuse, par exemple (McLaren, 1980). Les caractéristiques de cette côte atlantique extérieure dépendent du relief local, du type de roche, du cadre structural et de l'exposition des roches. Cette côte varie d'une topographie basse à skjär érodée par les vagues où le talus littoral est modérément incliné et les plates-formes découpées par les vagues, à des fjords élevés à parois abruptes (fig. 11-15). L'altération météorique est lente et la vitesse de recul des côtes est faible, variant de 0,02 à 50 mm/a par exemple (Trenhaile, 1983). De nombreuses plates-formes littorales observées auraient été façonnées au cours du Pléistocène tardif, notamment pendant l'interglaciaire Sangamonien (Grant, 1980). La côte atlantique extérieure est démunie de plages sauf aux endroits où les sédiments glaciogéniques sont localement abondants ou aux endroits où les sédiments d'origine locale s'accumulent dans des milieux à l'abri des vagues comme les cônes d'éboulis au pied de falaises, les dépôts fluviatiles, les placages de plage ou les coins de plage de poches côtières (Forbes et Taylor, 1987). Les plages sablonneuses sont particulièrement rares étant donné que les sédiments glaciogéniques parentaux sont grossiers et que l'énergie des vagues ambiantes est élevée.

La diversité de forme et d'échelle des structures d'accumulation côtières actuelles est liée non seulement aux sources locales de sédiments mais également aux variations spatiales associées à la prédominance de certains paramètres océanographiques comme les vagues, les marées et la glace de mer. La côte atlantique du Canada peut être divisée en trois milieux marins principaux : la côte atlantique extérieure exposée à l'action des vagues; l'environnement fermé et microtidal du golfe du Saint-Laurent; et l'environnement abrité de la baie de Fundy soumis à l'action prédominante des marées (Owens, 1977a, 1977b).

Le sud du golfe du Saint-Laurent est un vaste bassin sédimentaire de grès et de shales permo-carbonifères recouverts de sédiments marins glaciaires ou postglaciaires. La rive est érodée et recule à des vitesses variant entre 0,3 et 3,0 m/a (Owens, 1974; Owens et McCann, 1980). Les principales sources de sédiments pour les vastes plages de cordon sablonneuses longeant les rivages du nord-est du Nouveau-Brunswick, de l'Île-du-Prince-Édouard et des îles de la Madeleine sont le roc friable et les sédiments sableux recouvrant les bancs de la Madeleine. Ces plages de cordon, tombolos et flèches s'étendent sur quelque 350 km. Ils ont été décrits en détail par Bryant et McCann, 1973; Armon, 1975, 1979; Armon et McCann, 1977, 1979; Reinson, 1977a; McCann, 1979; Owens, 1979; Drapeau, 1980; et Owens et McCann, 1980. Les cordons littoraux se sont essentiellement formés dans des baies et des estuaires à contrôle structural; ils sont de type transgressif à l'exception de quelques crêtes de plage, localement en progradation, observées à l'extrémité sud des systèmes ou à la limite de la dérive littorale (fig. 11-15D).

Ces cordons sont recoupés par 30 inlets de marée, dont plusieurs servent de havres à de petits bateaux. Les dunes de sable varient de 3 à 10 m de hauteur, la plus grande se trouvant sur la rive nord de l'Île-du-Prince-Édouard (McCann, 1979). Les principaux processus d'érosion de ces rivages sont la projection d'eau des vagues et le transport par le vent. Une grande partie du reste du sud du golfe du Saint-Laurent comporte des falaises rocheuses peu élevées (de 5 à 25 m) à érosion rapide, bordées de plates-formes rocheuses intertidales ou de plages étroites à sédiments mélangés.

Les vastes estrans de la côte atlantique canadienne sont associés à des zones de marée de plus forte amplitude. Ils sont caractérisés par des figures sédimentaires de fond

sableuses, des amas ou des barricades de blocs (Forbes, 1984). Les structures de blocs les plus représentatives se trouvent le long de la côte du Labrador (Rosen, 1979; MacLaren, 1980). On ne trouve de vastes marais salants que dans le fond de baies abritées à marée intermédiaire à forte comme par exemple la baie de Fundy, la baie des Chaleurs et la baie Lobster dans le sud-ouest de la Nouvelle-Écosse (Munroe, 1982).

La grande diversité des types de plage de l'Atlantique est le reflet de différences dans la géométrie et les apports de matériaux, la forme de la côte et son exposition, les variations du niveau marin et les conditions océanographiques. Les plus vastes systèmes sédimentaires sont alimentés par les produits provenant de l'érosion d'épaisses accumulations locales de sédiments glaciogéniques. Ces accumulations peuvent reculer à la vitesse moyenne de 0,3 à 1,1 m/a ou jusqu'à 3,3 m/a à l'emplacement de caps exposés (Bowen et al., 1975; Forbes, 1984; Taylor et al., 1985). La plupart des plages sont composées de sédiments mélangés dont les clastes varient de la granulométrie des sables à celle des blocs et sont caractérisées par des estrans de réflexion à pente abrupte.

Le long des côtes atlantiques de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve (zone D de la figure 11-16) où la vitesse de transgression a atteint de 0,3 à 0,4 m/siècle au cours des 5 000 dernières années (Grant, 1980; Quinlan et Beaumont, 1981; voir le chapitre 10), les sédiments littoraux se sont déposés sous le niveau de la mer sous forme de résidus de déflation ou ont été poussés vers le continent sous forme de plages en recul. De nouvelles sources de sédiments sont devenues disponibles sur la côte à mesure que le niveau de la mer augmentait. L'exemple donné à la figure 11-15C montre que la transgression marine s'est produite sur un champ de drumlins du Cap-Breton de sorte qu'une source sédimentaire définie mais répétée est devenue disponible. De flèches se sont formées et des cordons littoraux ont progressé vers la mer pendant des périodes de fort apport sédimentaire, mais l'érosion des cordons et leur rupture probable ont eu lieu lorsque l'approvisionnement en sédiments était faible (Boyd et al., 1982). L'apport est plus continu quand ce sont d'épaisses moraines proglaciaires ou de fond qui sont la source de sédiments. D'autres régions de la côte atlantique ont connu une régression marine au cours d'anciennes époques postglaciaires; il s'agit des zones A, B et C de la figure 11-16. Le niveau marin relatif ayant baissé en réponse au soulèvement du continent après le retrait des glaciers, des sédiments de plages plus anciens se sont déposés au-delà de la portée des vagues, et la migration de la zone côtière a contribué à l'accumulation de sédiments littoraux vers le large. Dans certaines parties du golfe du Saint-Laurent, où le niveau marin s'est modifié avec le temps, les séquences transgressives submergées et les sédiments littoraux régressifs plus anciens du système côtier actuel sont remaniés (Forbes, 1982).

Les dimensions et la forme des accumulations dépendent également de la forme de la côte. À mesure que la côte se compartimente, le transport le long de la rive diminue. Cela limite l'apport de sédiments glaciogéniques comme c'est le cas dans la baie Mutton à Terre-Neuve (Forbes, 1984). Dans les plus grandes baies ou sur les rivages exposés, où le transport longeant le littoral fournit continuellement du matériel aux formes côtières, il peut se produire une progradation des flèches ou des barrières de grandes dimensions; la flèche de Buctouche (Nouveau-Brunswick) et la barrière de Flat Island dans la baie St-Georges (Terre-Neuve) en sont des exemples.

La présence saisonnière de glace de mer varie de nulle le long de la côte sud de la Nouvelle-Écosse à plus de six mois le long de la côte du Labrador. La glace de mer et la glace fixée à la rive empêchent la formation de vagues dans le golfe du Saint-Laurent et dans la zone supérieure de la baie de Fundy pendant plus de trois mois chaque année. La glace constitue un agent important de transport sédimentaire dans les zones de grande marée de la baie de Fundy supérieure, l'estuaire du Saint-Laurent et le long des estrans du Labrador (Dionne, 1972; Knight et Dalrymple, 1975; Rosen, 1979).

L'Arctique canadien

Les côtes de l'Arctique canadien subissent les effets de processus semblables à ceux des latitudes plus basses. L'importance relative des processus dans lesquels interviennent la glace de mer et de glacier est toutefois plus grande. Par conséquent, deux types de côtes sont particuliers à cette région polaire : la côte à plate-forme de glace du nord de l'île d'Ellesmere et les côtes de la mer de Beaufort découpées par des formes thermokarstiques.

La stabilité actuelle de la côte arctique est le reflet des changements du niveau marin qui se sont produits à l'Holocène dans une grande partie de l'Arctique oriental, mais des données récentes recueillies dans le sud-est de l'île de Baffin indiquent que le niveau marin relatif a augmenté de 2 m au cours des 1 500 à 2 000 dernières années (Miller et al., 1980). Une hausse de plus longue durée du niveau marin relatif à partir de 20 ka a laissé des traces dans la morphologie côtière de la mer de Beaufort, où les niveaux marins actuels sont les plus élevés enregistrés depuis le Wisconsinien tardif, bien que ces niveaux puissent être de 10 m inférieurs à la limite d'une transgression antérieure datant du Wisconsinien moyen (Forbes, 1980). Les marégrammes de Tuktoyaktuk, bien que non significatifs statistiquement, indiquent que le niveau marin a augmenté d'environ 2 mm/a entre 1952 et 1975 (Forbes, 1980).

De nombreux types de côtes et d'environnements côtiers de l'Arctique canadien ont été décrits (Taylor, 1973; Owens, 1977b; Sempels, 1982; Barrie and Associates, 1985). Comme l'activité des vagues est limitée le long de ces côtes, les caractéristiques physiques reflètent principalement la géologie et la physiographie régionales. Par exemple, les rivages de l'est et du sud de l'Arctique sont surtout composés de roches résistantes ignées et métamorphiques du Précambrien, les rives du centre de l'archipel arctique présentent des affleurements de roches sédimentaires paléozoïques et les rives de l'Arctique occidental, des roches sédimentaires plus récentes, principalement du Mésozoïque et du Cénozoïque. La topographie côtière varie du terrain montagneux spectaculaire de 600 à 2 000 m d'altitude longeant les rives de la baie de Baffin aux plaines côtières faiblement inclinées de l'Arctique occidental où le relief dépasse rarement 100 m. Une topographie de plateau avec des falaises côtières de 110 à 600 m d'altitude longe de nombreuses îles du centre de l'archipel arctique. Les côtes des terres continentales arctiques et de la baie d'Hudson sont surtout des rivages rocheux, irréguliers et bas, des basses terres de calcaire avec des plages de gravier, des terres

inondables, ainsi que des falaises rocheuses et des sédiments non consolidés au relief peu à moyennement élevé.

L'Arctique oriental

Les rives occidentales de la baie de Baffin et de l'est de l'île d'Ellesmere sont caractérisées par des monts à sommets englacés, des fjords à parois abruptes et des glaciers de marée, tandis que la côte longeant le nord de l'île d'Ellesmere se distingue par la présence d'une plate-forme de glace. La majeure partie de l'est de l'île de Baffin a été étudiée dans le cadre du projet d'étude sur l'environnement marin de l'Arctique oriental (McCann et al., 1978; Miller et al., 1980; Sempels, 1982; McLaren et Barrie, 1985) et du programme d'étude sur la sédimentologie des fjords arctiques (Syvitski, 1984). Cette région est en grande partie occupée par les hautes terres de Davis, une zone de montagnes profondément disséquées qui s'étend du sud-est de l'île de Baffin au centre est de l'île d'Ellesmere. Plus au nord, la ceinture plissée sédimentaire innuitienne contrôle structuralement l'alignement des grands fjords comme par exemple dans la région du détroit de Nansen et du fjord Greely.

Dans l'Arctique oriental, les côtes composées de roches du socle sont caractérisées par la présence de fjords et de pentes abruptes. Néanmoins, on observe aussi des talus de plages modérément inclinées, des caps déchiquetés, des éperons rocheux et des côtes à skjär à relief faible, érodées par les vagues. Les rivages à matériaux non consolidés sont limités aux pointes littorales à relief faible, observées dans les grandes régions deltaïques à la tête des fjords, dans les petits cônes de déjection longeant les fjords et dans les milieux macrotidaux. Les plages se concentrent où les matériaux glaciogéniques ou les plages résiduelles pléistocènes sont fréquemment observés. Le long des rives macrotidales du sud-est de l'île de Baffin et du centre est de l'île d'Ellesmere, les formes d'accumulation les plus étonnantes sont les larges estrans jonchés de blocs (Gilbert et Aiken, 1981; McCann et al., 1981; Krawetz et McCann, 1986). Dans le fjord Pangnirtung de l'île de Baffin, comme à bien d'autres endroits, une barricade de blocs presque continue longe la bordure extérieure des estrans. Ces barricades sont le résultat d'un transport vers le large de blocs par la glace de rive pendant la débâcle printannière (Gilbert et Aiken, 1981).

Le long des pointes littorales à relief faible du centre et du nord de l'île de Baffin, les vastes plages de sable sont alimentées par les falaises à érosion rapide composées de séquences sédimentaires glaciaires et marines interstratifiées et par de grosses rivières découpant les sédiments deltaïques soulevés. À quelques endroits, comme à Pond Inlet (île de Baffin) et dans le sud-ouest de l'île Bylot, les pointes sont composées de sédiments quaternaires reposant en discordance sur des roches tertiaires bien triées mais mal lithifiées (Syvitski, 1984). Les falaises côtières le long des pointes varient de 5 à 40 m de hauteur (Feyling-Hanssen, 1976). Les plages sablonneuses de ces régions comportent de faibles crêtes séparées par de larges estrans surélevés ou des lagunes, bordées de barres littorales. À la fin de l'été, l'activité des processus éoliens augmente localement sur les estrans surélevés. Les basses terres côtières longeant le nord de l'île Bylot et l'est de l'île Devon sont bordées de plages continues de sable et gravier ou de blocs. De vastes plages de cordon s'étendent sur le front des sandurs formés à proximité des glaciers dans l'est de l'île Bylot.

À la tête des fjords et dans les vallées latérales, de vastes sandurs et accumulations de sédiments deltaïques reposent sur divers autres dépôts d'épaisseur et de distribution variables. Ce sont des séquences marines, proglaciaires, lacustres ou lagunaires et des tills de fond. De nombreux deltas sont bordés de crêtes édifiées par les vagues et sont surmontés de terrasses surélevées d'origine variable. L'érosion éolienne est également importante sur nombre de ces deltas ou sandurs (Syvitski, 1984).

Les fjords de l'île de Baffin se trouvent dans une région sujette aux séismes. Par conséquent, leur sédimentologie est caractérisée par des ruptures de pente subaqueuses et des dépôts d'écoulement gravitaire (Syvitski, 1984).

Les côtes englacées ne constituent qu'un petit pourcentage de la côte de l'Arctique oriental, bien que des glaciers de marée recouvrent de façon presque continue les rives orientales de l'île Devon et celles du sud-est de l'île d'Ellesmere et que des plates-formes glaciaires longent le nord de l'île d'Ellesmere (fig. 11-17). Les sédiments littoraux qui émergent des glaciers sont rapidement remaniés par les vagues, bien que dans une proportion moindre que dans d'autres parties de l'Est du Canada. La côte à plate-forme glaciaire caractéristique, qui a commencé à se former il y a 3 000 ans environ, a pu recouvrir la majeure partie du nord de l'île d'Ellesmere au début du XX^e^ siècle. Aujourd'hui, par contre, il ne subsiste que quelques plates-formes glaciaires, commes celles de Ward Hunt et Milne par exemple. On a formulé l'hypothèse que ces plates-formes résulteraient de la croissance de glace à leur base et leur surface, par l'incorporation de glace de mer sur de nombreuses années le long de la bordure frontale de la plate-forme et par la coalescence de glaciers (Jeffries, 1982).

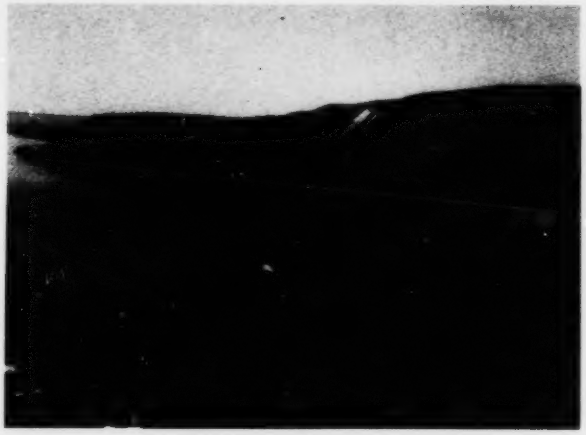
Le centre de l'archipel arctique

Le détroit de Lancaster, l'est du détroit de Barrow, le détroit de Jones et les chenaux adjacents présentent une topographie de plateau bien définie, profondément disséquée par des fjords. Des falaises d'accumulation de débris de 100 à 600 m de hauteur caractérisent cette côte, sauf aux endroits où la plaine côtière est suffisamment large pour permettre la formation de formes d'accumulation de plages (fig. 11-18). Les formes les plus courantes sont les crêtes de plages graveleuses de réflexion à pente forte, dont la hauteur atteint une limite marine de 76 à 120 m au-dessus du niveau de la mer (Blake, 1975; Dyke, 1979). Les dépôts glaciaires ne sont pas abondants et les sédiments proviennent de l'érosion du socle local. Dans cette région, le fetch est limité, l'amplitude de la marée semi-diurne mixte varie de 1,2 à 2,8 m et la saison d'eau libre de glace est courte (de 44 à 67 jours). Les zones côtières ne sont par conséquent remaniées que pendant de courtes et peu fréquentes périodes de vagues intenses comme celles qui ont été enregistrées en 1969 et 1974 (Taylor et McCann, 1983; fig. 11-18). Les formes d'accumulation simple sont les plus répandues. Les dunes sont bordées de plages marines peu profondes et larges, de petites flèches, de barrières et de lagunes. Les rives et les promontoires faisant face au nord subissent la forte pression des glaces de mer pendant la débâcle annuelle. Des écroulements et des glissements de débris se produisent périodiquement. Néanmoins, les rivages de gravier semblent être relativement stables si l'on en juge par les crêtes de plages soulevées bien conservées, les plus anciennes ayant été formées il y a 9 000 ans.

CGC

Figure 11-17. Vue aérienne de la plate-forme glaciaire Ayles, prise en direction de l'est-nord-est vers la plate-forme glaciaire Ward Hunt. Le médaillon illustre les variations temporelles de l'étendue de la plate-forme glaciaire (d'après Jeffries, 1982).

Les rives du centre de l'archipel arctique passent de rives à clastes grossiers et à falaises à l'est, à une plaine côtière à grain fin vers l'ouest et le nord. Une topographie côtière caractéristique à crêtes et vallées ou rias s'observe près des péninsules et des îles qui longent les flancs résistants des plis et les baies où s'étendent les unités rocheuses les moins résistantes. On trouve des sédiments deltaïques en abondance au fond des baies. Ailleurs, la morphologie côtière est simple et les sédiments sont composés d'un mélange de sable et de gravier. Les pentes abruptes de plus de 3 m de hauteur sont courantes dans cette zone. La plupart sont composées de fragments rocheux angulaires recouverts de dépôts de colluvions d'épaisseur variable. Les eaux de fonte des plaques de neige semi-permanentes



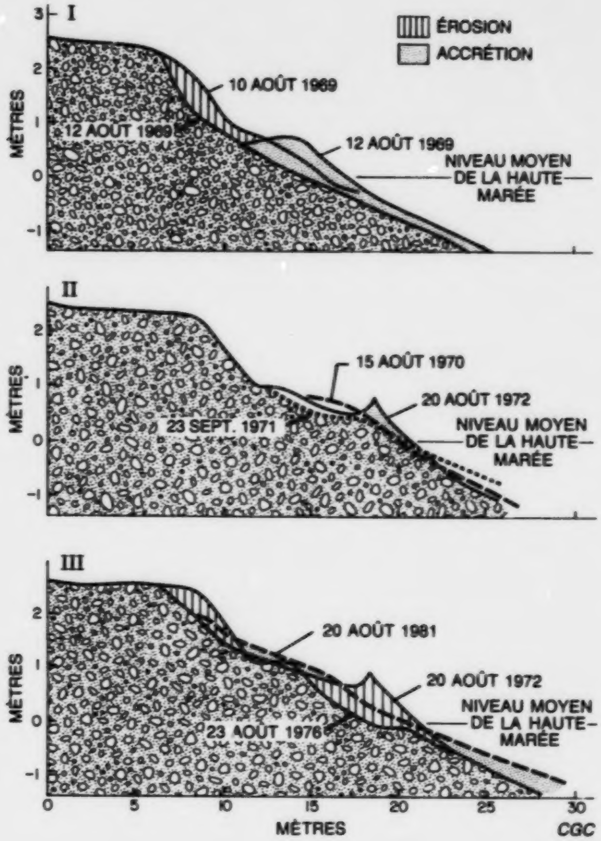


Figure 11-18. (A) Des falaises à plateau (relief de 150 m) et des séries de crêtes de plages émergées caractérisent la côte du détroit de Barrow et du détroit de Lancaster (d'après Taylor, 1980a, b; CGC 165034). (B) Modification des plages dans le sud-ouest de l'île Devon. La morphologie de cette région demeure inchangée, sauf durant les grosses tempêtes (août, 1969). La vitesse à laquelle ces modifications de la morphologie des plages se produisent est illustrée pour les périodes 1970-1972 et 1972-1981 (d'après Taylor et McCann, 1983).

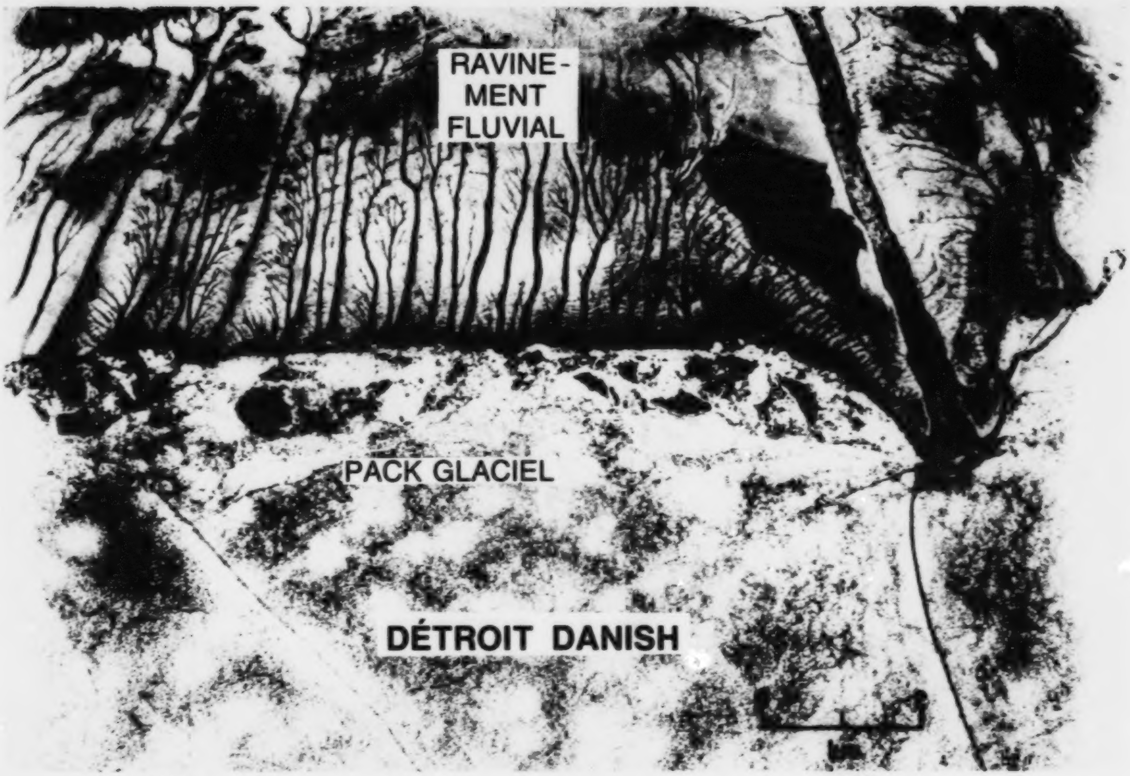
bordant les talus supérieurs saturent les talus inférieurs. Par conséquent, les sédiments superficiels des pentes sont redistribués par des phénomènes de solifluxion, de reptation et de coulée de fluage.

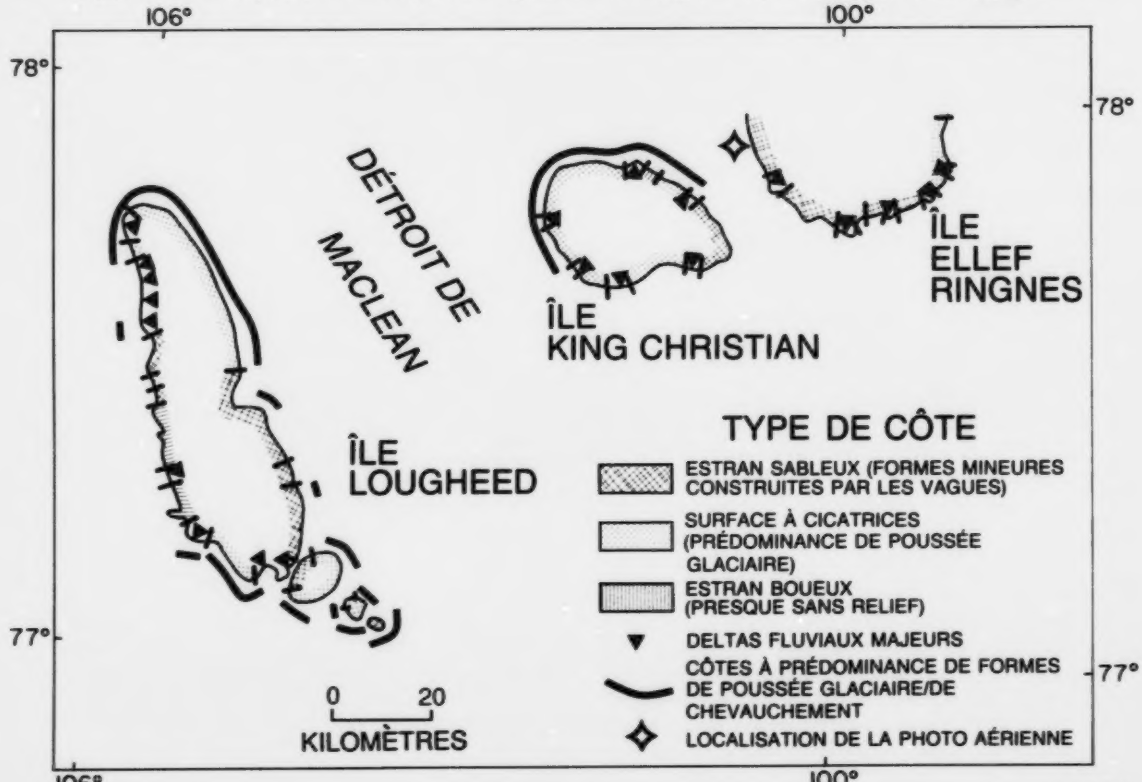
La plaine côtière de l'Arctique

Une série d'îles à faible relief composées d'une épaisse succession de roches sédimentaires mésozoïques à cénozoïques et d'accumulations de sable et de gravier bordent l'océan Arctique. Deux sous-milieux différents ont évolué dans ce cadre, soit 1) les îles émergentes de la Reine-Élisabeth dans le nord-ouest, entourées de glace pendant au moins 11 mois par année et subissant surtout l'action de la glace de mer et de l'érosion fluviale (fig. 11-19); et 2) la côte sud de la mer de Beaufort. La côte de la mer de Beaufort est actuellement en submersion et sa période sans banquise dure de trois à quatre mois par année avec un fetch possible atteignant plus de 300 km. Ces deux régions se trouvent dans une zone microtidale (moins de 1 m) mais des soulèvements de tempête dans la mer de Beaufort peuvent faire augmenter les niveaux de la marée de 2 à 3 m. Ces soulèvements provoquent le transport de grandes quantités de sédiments et inondent en même temps la côte. Dans la mer de Beaufort, la plupart des interactions entre la glace et le fond marin ont lieu au-delà de l'isobathe de 10 m. Par conséquent, les effets directs de la glace sur la stabilité côtière sont moindres que dans les îles du nord-ouest où les empilements de glace côtiers et le chevauchement par la glace sont des phénomènes courants, en particulier sur les deltas et les rives nord.

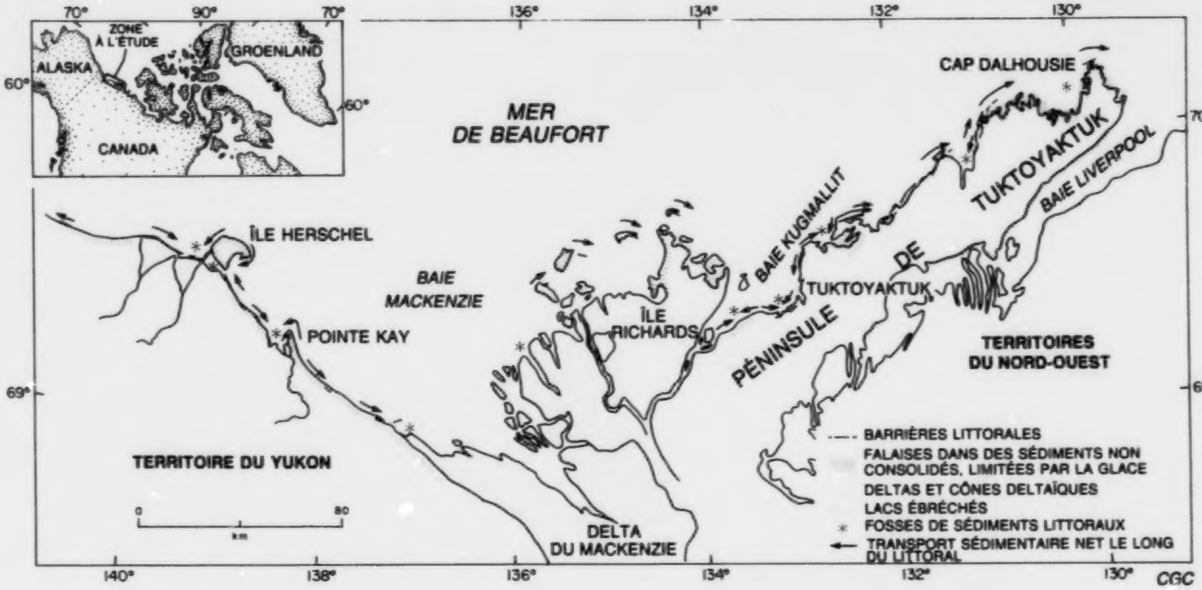
Une plaine côtière faiblement inclinée, recouverte d'un réseau dense de cours d'eau quasi parallèles, s'est formée autour de nombreuses îles du nord-ouest de l'archipel des Îles de la Reine-Élisabeth. Le relief est en général inférieur à 30 m mais dépasse par endroits 100 m, comme dans le nord de l'île Cornwall. Les matériaux transportés par les cours d'eau jusqu'à la côte ne sont pas soumis aux processus marins de sorte que leur minéralogie correspond étroitement aux produits d'altération météorique du socle sous-jacent. De nombreux deltas de toutes les dimensions s'avancent vers le large, reflétant l'incapacité des vagues à redistribuer les sédiments. Les principaux autres types de côtes sont 1) les plaines sablonneuses sans reliefs où les processus fluviaux prédominent mais où les processus éoliens sont également importants par endroits; 2) les côtes bosselées où subsistent des levées de coulée de fluage à grain fin, des marques d'affouillement et des formes dues à des poussées glacielles; et 3) les côtes à sédiments mixtes à zone intertidale importante. Dans cette région, les formes édifiées par les vagues sont adoucies.

La côte méridionale de la mer de Beaufort est caractérisée par l'érosion des sédiments quaternaires non consolidés à haute teneur en glace et leur redistribution sur les flèches et cordons littoraux. Les quatre principaux types


RAVINE-
MENT
FLUVIAL
PACK GLACIEL
DÉTROIT DANISH


106°
100°
78°
78°
77°
77°
106°
100°
DÉTROIT DE
MACLEAN
ÎLE
KING CHRISTIAN
ÎLE
ELLEF
RINGNES
ÎLE
LOUGHEED
0
20
KILOMÈTRES
TYPE DE CÔTE
ESTRAN SABLEUX (FORMES MINEURES CONSTRUITES PAR LES VAGUES)
SURFACE À CICATRICES (PRÉDOMINANCE DE POUSSÉE GLACIAIRE)
ESTRAN BOUEUX (PRESQUE SANS RELIEF)
DELTAS FLUVIAUX MAJEURS
CÔTES À PRÉDOMINANCE DE FORMES DE POUSSÉE GLACIAIRE/DE CHEVAUCHEMENT
LOCALISATION DE LA PHOTO AÉRIENNE

CGC



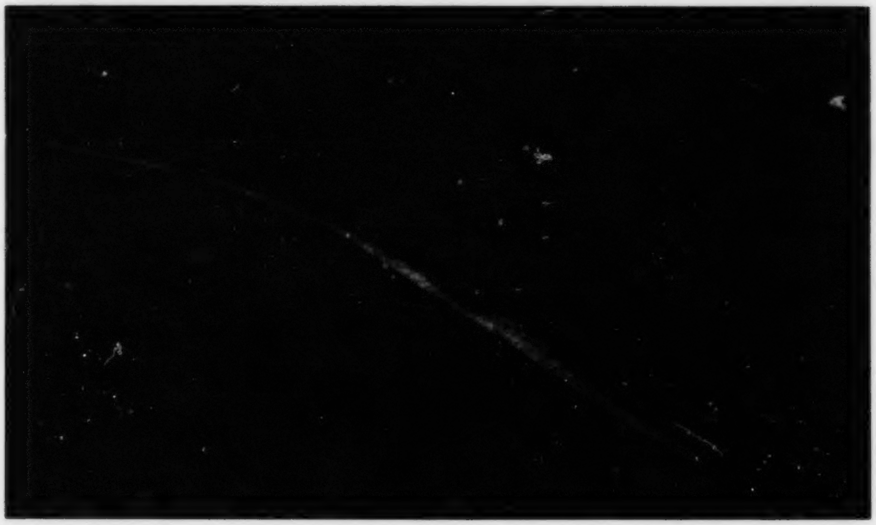


Figure 11-20. (A) Types de côtes et direction du transport des sédiments (flèches) le long de la côte de la mer de Beaufort (au Canada). Les rivages lacustres ébréchés produisent une côte découpée caractéristique des régions polaires (d'après Forbes et Lewis, 1984). (B) La forme des dépôts côtiers de la presqu'île Tuktoyaktuk illustre comment les processus littoraux y sont plus importants que dans le nord-ouest de l'archipel arctique (GSC photo 202925-X).

Figure 11-19. Les côtes du nord-ouest de l'archipel arctique sont recouvertes de glace pendant au moins 11 mois chaque année, mais sont néanmoins principalement affectées par les processus fluviaux et autres phénomènes géomorphologiques. (A) Côtes sablonneuses de l'île Ellef Ringnes (Photothèque nationale de l'air, A22386-42, 1971. - La position de la photo est indiquée par une étoile sur le panneau B); (B) les types de côtes dans cette région témoignent de l'action prédominante de la glace flottante et de l'absence d'érosion par les vagues.

de côtes sont 1) les falaises composées de sédiments non consolidés; 2) les cordons littoraux, avec les lagunes et les estuaires associés; 3) les deltas et les cônes de déjection; et 4) les formes lacustres ébréchées (Forbes et Frobel, 1985). Les falaises côtières, recouvertes de tourbe et composées de quantités variables de boue, de sable, de gravier et de till contenant de la glace, mesurent de 5 à 50 m de haut et atteignent 100 m à la pointe Kay (fig. 11-20). Plus de la moitié de la côte du Yukon est composée de falaises, que l'on retrouve aussi le long de nombreuses îles

sur le delta du Mackenzie. Les vitesses de recul sont très variables. La vitesse moyenne maximale pour cinq ans est de 13 m/a (Forbes et Frobel, 1985). Les grandes vitesses de recul sont associées à des éboulements d'érosion thermique, des glissements de débris, des décrochements de glace ancrée et au ruissellement (Harper et al., 1978). La présence de barres littorales multiples, de dépôts de débordement de cordons et de barres lagunaires complexes atteste de l'important remaniement par les vagues de ces rivages (fig. 11-20B).

Le fleuve Mackenzie a produit le plus grand delta de cette région; sa superficie est de 13 000 km^2 et son débit a des effets importants sur le régime des glaces de mer et l'océanographie physique de la mer de Beaufort. Des lacs thermokarstiques couvrent presque toute la plaine côtière de l'île Richards et de la presqu'île Tuktoyaktuk (fig. 11-20A). Ces lacs sont à l'origine de la côte complexe aux baies nombreuses qui constitue un type de côte particulier aux régions polaires (fig. 11-20B).

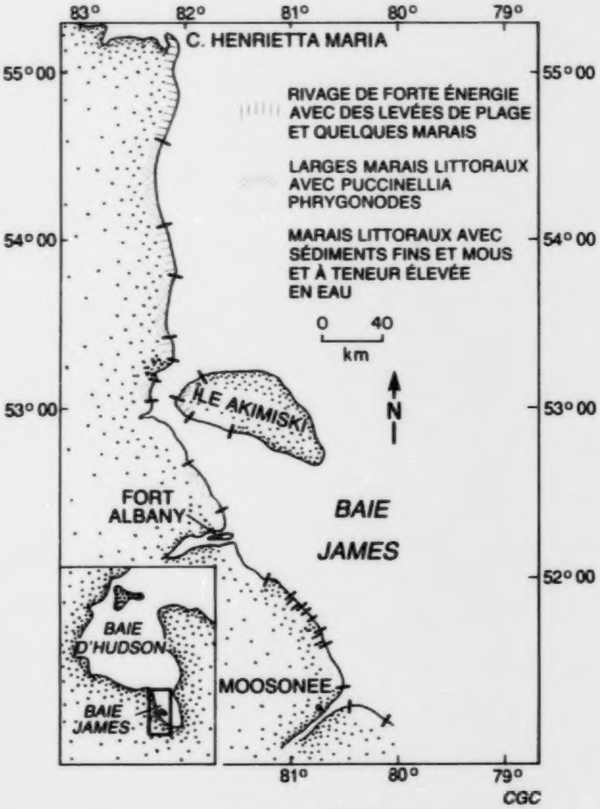


Figure 11-21. Les principaux types de côtes observés le long du rivage occidental de la baie James ont été décrits par Martini et al. (1980). Presque toute la côte est bordée de vastes estrans marécageux; cependant, des levées de plage sableuses et graveleuses se sont formées le long des rivages plus exposés à l'action des vagues, au nord de l'île Akimiski.

Le sud de l'archipel arctique et la côte du continent

Cette région est géologiquement diverse et comprend les mers intérieures du bassin Foxe, de la baie d'Hudson et de la baie James ainsi que les étroits chenaux interreliés coulant vers l'ouest jusqu'à la mer de Beaufort. À l'exception de la baie James, ces côtes n'ont pas fait l'objet de nombreux travaux. Les principales sources de données sont les levés de terrain effectués à la fin des années cinquante et au début des années soixante (Bird, 1967).

Le Bouclier canadien couvre la majeure partie de la côte du continent et s'étend vers le nord jusque dans le centre ouest de l'île Victoria et dans les presqu'îles de Boothia et Melville. Les côtes à hautes terres et à falaises élevées se trouvent dans ces zones. Une côte rocheuse caractéristique à profil de cuesta longe le golfe Coronation, l'inlet Bathurst, des parties du nord de l'île Victoria et le golfe de Richmond dans le sud-est de la baie d'Hudson (Bird, 1967; Guimont et Laverdière, 1980). Les caractéristiques physiques des côtes à profil de cuesta varient en fonction du pendage du socle.

Les autres côtes sont peu élevées. Elles sont caractérisées par des caps rocheux irréguliers et des plages de poches côtières entrecoupés de plages de gravier continues, soulevées et récentes, et sont associées à des régions où affleure un socle carbonaté. Une côte sablonneuse et graveleuse s'observe à proximité d'accumulations épaisses locales de matériaux glaciogéniques dans le sud de l'île Victoria. De vastes estrans et marais salants s'étendent sur plusieurs kilomètres le long de la Grande plaine de Koukdjuak, dans le bassin Foxe et dans les basses terres de la baie d'Hudson et de la baie James, où de nombreuses rivières importantes transportent de grandes quantités de sédiments vers ces mers intérieures peu profondes.

Les rivages de la baie James sont mieux connus depuis les études effectuées récemment par Dionne (1980), Martini et al. (1980) et les rapports produits pour le projet hydro-électrique de la baie James. La baie James est une mer peu profonde ne dépassant pas en général 40 m de profondeur, bordée de vastes estrans marécageux, en particulier dans la partie méridionale (Dionne, 1980). La côte occidentale de la baie comprend des estrans marécageux et des marais salants, mais des crêtes de plage sableuses et graveleuses bien développées se sont formées le long des rivages du nord de l'île Akimiski plus exposés aux vagues (fig. 11-21; Martini et al., 1980). Par contre, la côte orientale est irrégulière et bordée d'îles et de skjär nombreux, contrôlés par le socle. Dans les baies, de larges estrans sont limités par une bordure intérieure de marais salants d'une largeur moyenne de 500 m (Dionne, 1980). L'action des glaces de dérive est particulièrement importante dans ces estrans et marais salants et c'est pourquoi un large éventail de structures sédimentaires s'y sont formées.

Les côtes du sud de l'archipel arctique et du continent sont remaniées par des processus côtiers pendant moins de quatre mois par année. Presque à chaque année, il se produit de courtes périodes d'érosion intensive par les vagues; dans la baie d'Hudson et la baie James, ces périodes sont le plus souvent associées à des soulèvements de tempête. Les marées ne dépassent pas 2 m sauf dans le sud

du bassin Foxe où elles atteignent 3 m. Le long de la zone continentale arctique, la configuration irrégulière de la côte, la présence de nombreuses et petites îles rocheuses, la faible bathymétrie et les courants rapides observés dans les détroits les moins larges contribuent à rendre toute navigation dans cette région hasardeuse.

En résumé, la connaissance des variations régionales des côtes à haute énergie de l'Est du Canada ne cesse de s'accroître depuis que des cartes de reconnaissance ont été établies et que les caractéristiques physiques des zones côtières ont été classifiées.

Certaines régions, comme les îles barrières du golfe du Saint-Laurent et les plages de sable et de gravier des zones habitées, ont fait l'objet de nombreuses études au cours des 10 dernières années. La plupart des études de ces plages de sable et de gravier se sont appliquées à des sites particuliers, tandis que les travaux de recherche axés sur les îles barrières et la sédimentation des plages de gravier contribuent actuellement au perfectionnement général des modèles de côtes. Dans l'Arctique, les études sur les processus ne sont encore que descriptives et quelques ensembles de données d'observation à long terme sont disponibles. Comme aucun modèle détaillé de faciès des sédiments arctiques n'a encore été produit, l'application des études dans l'Arctique aux problèmes soulevés dans les anciens documents est limitée.

Les « Systèmes d'information graphique » joueront sans aucun doute un rôle grandissant dans les classifications des côtes. Deux systèmes prototypes ont été élaborés pour l'Est du Canada (Sempels, 1982). Ces systèmes offrent des possibilités considérables pour l'établissement de classifications régionales rigoureuses et de classifications hiérarchiques (par ex. Shepard, 1963; Owens, 1974) qui permettraient d'établir un lien entre des classifications à diverses échelles cartographiques.

PLAGES SABLONNEUSES ET BARRES LITTORALES

R. Davidson-Arnott

La forme de la plage et de l'avant-plage est déterminée par certains facteurs comme la granulométrie des sédiments et leur abondance, la pente, l'orientation de la plage, la réfraction des vagues et les caractéristiques des vagues incidentes. Sur les plages sablonneuses, la pente littorale est douce et les vagues peuvent déferler à une certaine distance au large, créant une large zone de déferlement. Des études réalisées dans diverses régions à travers le monde révèlent que le profil des plages peut être classé selon deux types fondamentaux, soit à ondes réfléchies et à ondes dissipées (Wright et Short, 1984). Dans des conditions de faible houle, le profil littoral est plat et celui de l'estran est abrupt, ce qui a pour effet de causer une réflexion considérable des vagues. Cependant, dans des conditions de vagues de tempête abruptes et à période relativement courte, la plage est aplanie et des barres de sable se forment parallèlement à la côte créant un profil de plage à dissipation marquée (Guza et Inman, 1975).

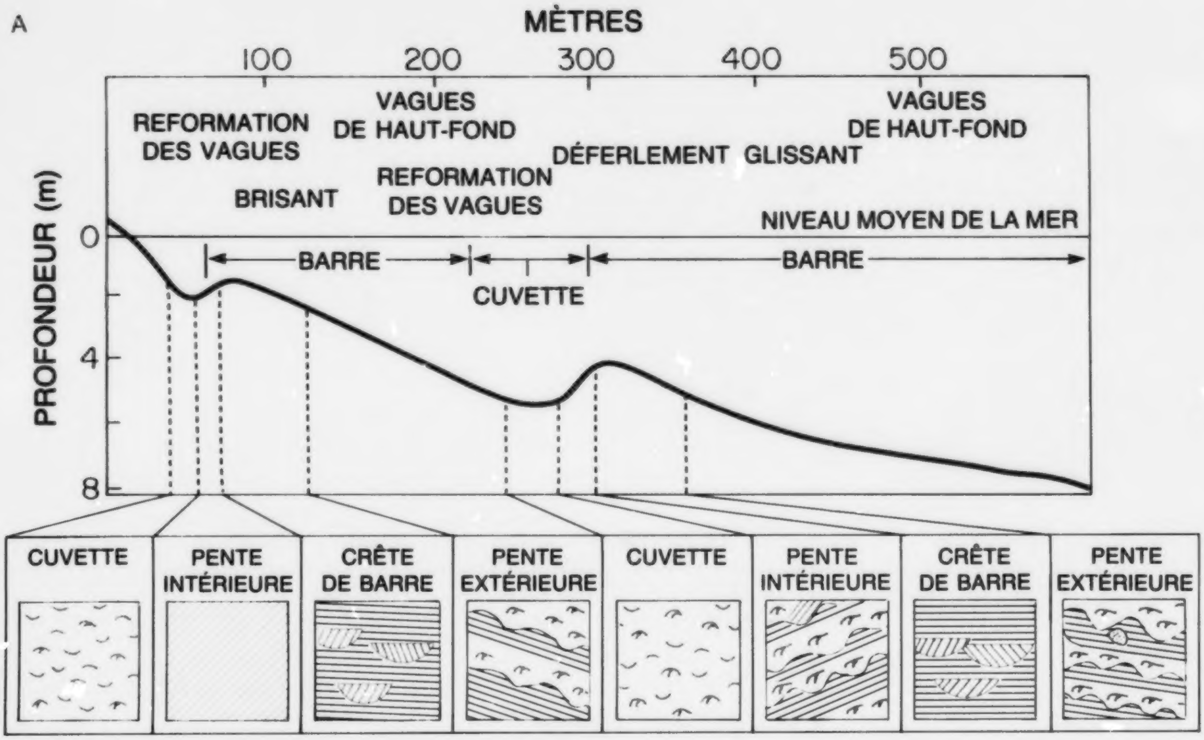
Dans les zones exposées à la houle océanique et aux vagues de tempête, la morphologie des plages peut être modifiée en plusieurs étapes, passant d'un type de profil à un autre sous l'effet des conditions changeantes des vagues; le profil de dissipation est associé aux mois d'hiver, marqués par les tempêtes, et le profil de réflexion, aux mois d'été (par ex. Wright et Short, 1984). Dans les zones de fetch restreint, comme dans le golfe du Saint-Laurent, les barres constituent une forme permanente du profil littoral et le profil des plages évolue sous le seul effet de l'alternance de conditions houleuses et calmes.

Greenwood et Davidson-Arnott (1979) ont déterminé six types de barres de sable, dont trois se retrouvent couramment dans le golfe du Saint-Laurent. Ce sont 1) les barres littorales qui se construisent parallèlement au rivage et qui sont des formes d'équilibre permanentes; 2) les barres parallèles et multiples qui s'observent principalement dans la zone intertidale et qui sont aussi des formes d'équilibre; et 3) les barres de jet de rive mobiles (bancs et baînes) (McCann, 1982).

Des barres littorales se forment parallèlement au rivage et sont associées au déferlement et à la reformation des vagues durant les tempêtes (fig. 11-22). Leur profil asymétrique montre un versant abrupt du côté du continent et une pente plus douce du côté de l'océan. La hauteur des barres, leur espacement, la profondeur de l'eau au-dessus de la crête et la longueur d'onde des formes en croissant augmentent vers le large. Il est généralement possible de distinguer des systèmes de barres intérieures et extérieures. Un système de barres extérieures présente une ou deux barres qui mesurent habituellement d'un à trois mètres de haut et qui s'allongent parallèlement à la rive, sur des distances de plusieurs kilomètres. Elles s'observent normalement à une distance de 150 à 300 m de la côte, à des profondeurs (au-dessus de la crête) de 3 à 5 m. Elles peuvent être rectilignes, comme celles que l'on trouve dans la barrière de Miramichi (Greenwood et Mittler, 1979) et sur la côte ouest des îles de la Madeleine (Owens, 1977a) ou en croissant, comme celles que l'on trouve dans la baie de Kouchibouguac (Greenwood et Davidson-Arnott, 1975) et sur la côte est des îles de la Madeleine (Owens, 1980). Les barres intérieures sont beaucoup moins continues le long de la rive, étant découpées par des chenaux de courants d'arrachement. Leur forme varient également, étant rectilignes, en V ou en croissant, et elles peuvent être transversales ou obliques par rapport à la côte (fig. 11-23). Elles sont en général reliées au littoral là où se trouvent des croissants de plage et des zones de haut-fond formées sur la terrasse de basse mer, produisant une rythmicité parallèle à la côte sur des distances de 100 à 250 m. La hauteur des barres varie entre 0,5 et 1,5 m et la profondeur de l'eau au-dessus de la crête, entre 0,5 et 2,5 m.

Les vagues du golfe du Saint-Laurent se déplacent sur les hauts-fonds et se brisent principalement sous forme de déferlements glissants sur la pente orientée vers le large et sur la crête des barres. Les vagues se reforment dans les cuvettes intermédiaires et le cycle recommence au-dessus des barres intérieures jusqu'à ce que les vagues atteignent la rive. L'intensité du déferlement des vagues est maximale au-dessus du système le plus rapproché de la côte. Des déferlements plongeants peuvent se produire sur les crêtes des barres les moins profondes. De fortes circulations de courants d'arrachement rotationnels s'observent au-dessus du système intérieur; l'eau se déplace vers le continent traversant les crêtes des barres rectilignes et les zones de barres peu profondes en croissant, et vers la mer par les chenaux des courants d'arrachement. De forts courants d'alimentation parallèles au littoral se forment dans les cuvettes sous l'effet de ce processus général (Greenwood et Davidson-Arnott, 1975,

A



B

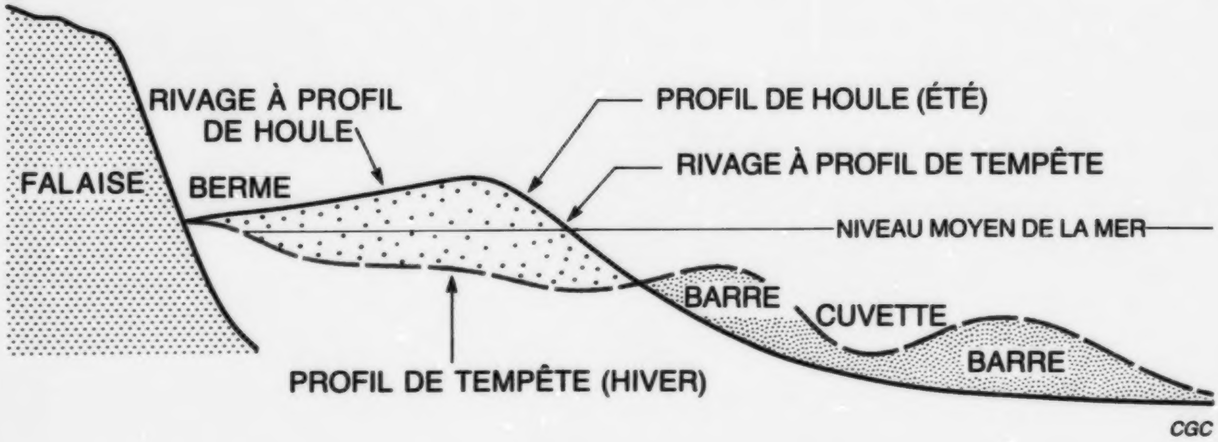


Figure 11-22. Coupes de barres littorales, typiques du sud du golfe du Saint-Laurent. (A) Structures sédimentaires constituant les diverses parties de la plage. Les cuvettes sont caractérisées par des stratifications obliques de rides de petite échelle. La crête et les pentes sont caractérisées par des formes de plus grande échelle, soit des couches frontales tabulaires et des structures de chenal de type « déblai et remblai ». (B) Profils de plages d'été (houle) et d'hiver (tempête) d'une zone littorale sablonneuse typique. Au cours de l'été, le sable est déplacé vers le rivage tandis que durant l'hiver, il l'est vers le large.

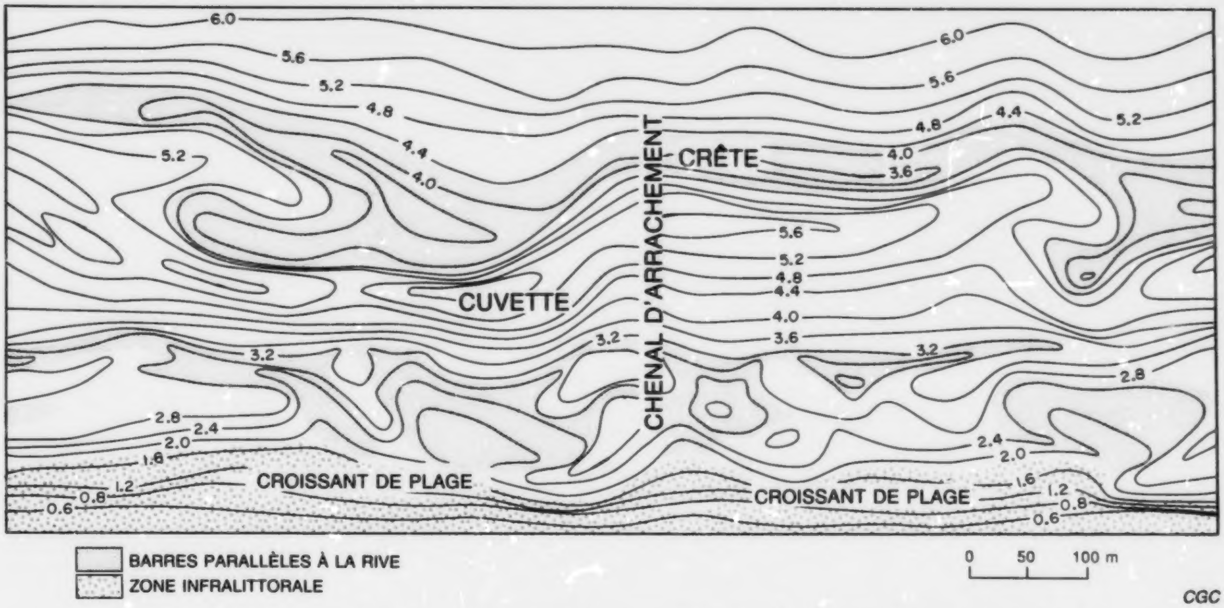


Figure 11-23. Bathymétrie d'une barre littorale montrant des chenaux d'arrachement, des crêtes en croissant et des croissants de plage. Les isobathes sont exprimées en mètres.

1979). Une circulation de courants d'arrachement rotationnels se crée aussi dans le système de barres extérieures, comme l'indique la présence dans des carottes de sédiments de stratifications obliques de dunes à pendage vers la mer (Davidson-Arnott et Greenwood, 1976; Greenwood et Davidson-Arnott, 1979; Greenwood et Hale, 1980).

L'action des vagues et la circulation des courants d'arrachement rotationnels modifient la morphologie et la position des barres, qu'elles soient perpendiculaires ou parallèles à la côte. Ces modifications sont relativement peu importantes sur les barres extérieures, qui constituent une structure permanente de la zone littorale (par ex. Greenwood et Davidson-Arnott, 1975; Owens, 1977b). Pendant les fortes tempêtes, des marques d'affouillement sont observées sur les crêtes et les sommets des versants orientés vers le continent, alors que des sédiments sont déposés sur le versant océanique des crêtes (Greenwood et Hale, 1980). En période de tempête moins violente et de vague plus faible, les zones d'affouillement et de sédimentation sont inversées. Il en résulte une oscillation de la crête de la barre par rapport à une position extracôtière moyenne (Greenwood et Davidson-Arnott, 1979). Les barres intérieures sont plus mobiles, étant donné que l'eau est moins profonde et qu'elles sont exposées à une action plus fréquente des vagues (Greenwood et Davidson-Arnott, 1975), les plus grandes modifications ont été observées sur les barres intérieures de zones plus exposées comme les îles de la Madeleine (Owens, 1977b).

Davidson-Arnott et Greenwood (1974, 1976) ont identifié cinq faciès sédimentaires associés aux barres littorales. Quatre d'entre eux (les faciès du versant océanique, de la crête de la barre, du versant continental et de la cuvette) se répètent à chaque séquence de barre et de cuvette (fig. 11-22). Le faciès du courant d'arrachement est caractérisé par des stratifications obliques de rides et de mégarides en croissant à pendage vers l'océan, que l'on observe dans les chenaux de courant d'arrachement bien définis du système intérieur et au centre des barres en croissant. Des séquences semblables de morphologies de fond ont été décrites dans les zones littorales de l'Oregon et de New York, respectivement par Hunter et al. (1979) et Shipp (1984). Les sédiments sont plus fins et mieux triés sur les crêtes des barres et sur les versants océaniques. Les cuvettes, en particulier près de la base de la barre, sont caractérisées par la présence de sable grossier et de fragments de coquilles repoussés au-dessus de la barre, et par l'accumulation de petites quantités de silt et de matière organique (Greenwood et Davidson-Arnott, 1972; Davidson-Arnott et Greenwood, 1974, 1976).

Des barres parallèles multiples s'observent à de nombreux endroits des deux côtés du détroit de Northumberland (Owens et Bowen, 1977; McCann, 1982). Elles n'ont pas fait l'objet d'études détaillées, mais semblent s'apparenter aux systèmes classiques de bancs et baînes (King et Williams, 1949; Parker, 1975) et aux barres littorales du détroit de Georgia, décrit en détail par Hale et McCann (1982). Les barres du détroit de Northumberland sont de faible amplitude (0,6 m de hauteur) et symétriques ou légèrement asymétriques. Elles se sont édifiées sur des plates-formes subhorizontales et l'épaisseur de l'unité de sable, dont elles sont formées, équivaut à peu près à la hauteur des barres. On peut trouver une dizaine de barres ou plus sur un seul bas de plage. Elles sont alignées plus ou moins parallèlement à la côte et sont découpées localement par des chenaux, formés par les courants de marée descendante. Comme les barres littorales, ce sont des reliefs d'équilibre du profil. Elles ne migrent pas rapidement ou ne changent pas de position ou de configuration de façon importante avec le temps.

La plupart des sédiments érodés de la plage durant les tempêtes y retournent sous forme de barres de jet de rive, appelées « bancs et baînes ». Ils migrent vers la rive en se « soudant » à la plage dans des conditions de faible houle et de vagues de beau temps (Davis et al., 1972; Owens et Frobel, 1977). Les barres s'édifiant au-dessous du niveau de la marée basse peuvent être discontinues et présenter un profil rectiligne, en V ou transversal (Sonu, 1968). Elles mesurent en général moins de 0,7 m de haut et de 100 à 200 m de long. Ces barres migrent le long du littoral sous l'action des vagues à propagation oblique par rapport à leur crête. Lorsque les vagues sont perpendiculaires à la côte, les barres se déplaçent vers la côte pour former une crête à sommet droit et une cuvette associée (baîne), située du côté du continent. Les sédiments entraînés au-dessus de la crête par l'action des vagues créent une pente d'avalanche adjacente à la cuvette. L'eau des vagues longe la cuvette et rejoint la mer par les chenaux recoupant la crête. Cette crête migre éventuellement au-delà de la baîne pour former une berme continue. Ces bermes sont caractérisées par un versant à pente douce vers le continent et un versant à pente abrupte de jet de rive vers l'océan (Davis et al., 1972; Owens et Frobel, 1977). Des croissants géants (Komar, 1971), rythmiques et très cohérents, se distinguent de plus en plus à mesure que le processus de migration des barres évolue. Des structures internes dans la berme indiquent une séquence composée de stratifications obliques de rides de petite échelle et formée par des rides de courant occupant la baîne. Elles sont surmontées par des stratifications obliques tabulaires orientées vers le continent et très inclinées, dérivant de la migration du versant d'avalanche de la crête. L'unité est recouverte de couches stratifiées planes subhorizontales, accumulées par l'action du jet de rive et du retour des vagues (Davis et al., 1972).

La morphologie et la sédimentologie des barres littorales ainsi que leur façon de réagir aux conditions changeantes des vagues sur la côte atlantique canadienne ont été décrites en détail. Deux importantes séries de problèmes demeurent toutefois non résolues et font donc l'objet d'une étude poussée. La première série est liée à la nécessité de concevoir des modèles simples de prévision et d'explication de la présence de plages à barres et de déterminer l'ensemble des éléments qui influent sur la morphologie d'équilibre caractéristique d'une plage particulière. Un certain succès a été obtenu en utilisant des équations empiriques simples comme celles élaborées par Guza et Inman (1975), Wright et Short (1984) et Wright et al. (1985). Cependant, ces méthodes empiriques ne permettent pas d'éclaircir complètement les processus physiques réels.

La seconde série de problèmes concerne l'interaction complexe de tous les processus régissant le transport des sédiments dans la zone littorale et influant sur la forme des barres et leur comportement. Un grand nombre de mécanismes hydrodynamiques ont été proposés pour expliquer la formation des barres (par ex. Bowen et Inman, 1971; Carter et al., 1973; Lau et Travis, 1973; Boczar-Karakiewicz et al., 1981; Holman et Bowen, 1982; Heathershaw et Davies, 1985). Malgré les expériences récentes (sur le terrain), réalisées avec des courantomètres électromagnétiques et permettant d'approfondir les connaissances actuelles sur le déplacement de l'eau dans les zones littorales à barres (Huntley, 1980; Davidson-Arnott et Randall, 1984; Wright et Short, 1984), il n'a pas été possible de vérifier les modèles de prévision des configurations de transport sédimentaire d'équilibre (Bowen et Huntley, 1984).

ESTUAIRES, DELTAS ET FJORDS

Estuaires et baies

J.P.M. Syvitski et B. d'Anglejan

Les estuaires et les baies sont deux types de milieux associés où l'on trouve des formes côtières à la physiographie et aux dimensions très variables. Néanmoins, ces milieux sont souvent soumis à des processus sédimentaires très semblables du fait qu'ils sont tous deux exposés aux marées, à l'action des vagues, aux eaux de ruissellement et aux écoulements glaciaires. Généralement parlant, le terme « estuaire » est associé au concept de masse d'eau, tandis que le terme « baie » a rapport à la physiographie.

La côte très échancrée de l'Est du Canada offre plusieurs exemples de baies, variant de larges rentrants à des bassins dont le rapport entre la longueur et la largeur dépasse de beaucoup l'unité. Leurs dimensions présentent également d'importantes variations. Les grandes baies de « premier ordre » comme la baie d'Ungava et la baie James sont des mers intérieures. Il existe en outre de nombreuses baies de « second ordre » et de « troisième ordre », dont la baie de Rupert au Québec et la baie des Chaleurs au N.-B. Dans la plupart des cas (la baie de Fundy faisant exception), les processus de circulation et de sédimentation ne sont qu'en partie connus. Certaines entités sont caractérisées par un mélange vertical important causé par l'action de la marée comme la baie de Fundy et la baie d'Ungava. D'autres baies, comme la baie James, reçoivent un fort débit d'eau douce et par conséquent possèdent les caractéristiques océanographiques des grands estuaires.

Dans la plupart des baies, on distingue des cellules de circulation tridimensionnelles parce que la stratification et la force de Coriolis ont tendance à maintenir les gradients de pression latéraux élevés. Cette situation s'observe dans la baie James, qui exporte de grandes quantités d'eau douce et de sédiments fins en suspension vers la baie d'Hudson le long de sa rive orientale (Pelletier et al., 1968). Dans d'autres grandes baies, où l'apport d'eau douce est faible et les marées importantes et où les sédiments sont surtout constitués de sable, le déplacement des sédiments se fait vers le continent; c'est le cas du bassin des Mines en Nouvelle-Écosse (Amos et Long, 1980).

Dans la présente étude, un estuaire est défini comme une étendue d'eau en partie fermée, reliée directement à la mer libre, et dans laquelle l'eau de mer est diluée de façon mesurable par l'apport d'eau douce en provenance du continent. Un estuaire peut aussi désigner la partie d'un cours d'eau subissant les effets de la mer. Les estuaires ont été classifiés par Pritchard (1956, 1967) de même que par Hansen et Rattray (1966) en fonction du type de masse d'eau auquel ils correspondent. Les estuaires de l'Est du Canada sont le résultat des phénomènes suivants : 1) l'inondation des vallées fluviales qui se sont entaillées au cours de la période de bas niveau marin du Pléistocène tardif; 2) le découpage par la marée des sédiments glaciomarins le long des côtes en émersion; 3) l'excavation glaciaire habituellement associée à la formation des fjords; 4) l'effet de contrôle du socle et le diastrophisme associé; et 5) la formation d'environnements locaux le long des littoraux en progradation comme les inlets et les lagunes de marée.

L'érosion, le transport et le dépôt des sédiments dépendent des configurations de circulation parfois complexes observées dans l'estuaire, où le temps est un facteur important. Schubel et Carter (1984) ont établi un lien entre les divers types d'estuaires et les configurations de transport et de dépôt des sédiments, montrant que les principales différences de sédimentation peuvent même être causées par des modifications mineures de la circulation de la masse d'eau. Les systèmes de circulation estuarienne ont été classifiés principalement en fonction du niveau de stratification au sein de la colonne d'eau (Bowden, 1967; Partheniades, 1972; Dyer, 1973; Kjerfve, 1978; Officer, 1983). La plus ou moins grande stratification est le résultat d'un simple équilibre entre les forces de flottabilité créées par l'apport d'eau douce et les processus associés notamment à l'action des marées, qui contribuent à mélanger l'eau douce à l'eau de mer plus dense et plus salée. Les principaux types d'estuaires sont les suivants : 1) l'estuaire à biseau salé, où l'eau fluviale prédomine et où le mélange entre les couches d'eau douce et d'eau salée est faible; 2) l'estuaire à deux couches avec entraînement (par ex. les fjords), où les processus de mélange aux interfaces entre les couches sont importants; 3) l'estuaire partiellement mélangé lorsque la flottabilité de l'eau fluviale est compensée par un mélange avec les eaux de marée; 4) l'estuaire verticalement homogène aux eaux bien mélangées, lorsque les processus de mélange prédominent. La complexité de ces estuaires idéaux est habituellement accentuée par la force de Coriolis, qui dévie l'écoulement vers la droite dans l'hémisphère nord; la force centrifuge, importante le long des inlets sinueux; la séparation latérale des courants d'entrée et de sortie causée, par exemple, par une bathymétrie complexe et des chenaux multiples; l'accélération de l'écoulement due à l'irrégularité du fond et au rétrécissement des inlets; la formation de gradients de pression sous certaines conditions météorologiques (structures changeante du vent ou apport d'eau douce); le mélange en surface sous l'effet des vents violents; le déferlement de vagues internes; et les instabilités isohalines dues au rejet de sel associé à la formation de glace de mer.

Les configurations de circulation peuvent différer dans un même estuaire, selon l'endroit et le temps. Par exemple, l'estuaire du Saint-Laurent passe vers le large, d'un estuaire à biseau salé à un estuaire partiellement mélangé, et finalement à un estuaire de type fjord (d'Anglejan et Smith, 1973). La partie supérieure de l'estuaire de la Miramichi varie saisonnièrement; elle oscille d'un estuaire à biseau salé lorsque l'apport d'eau douce est élevé à un estuaire à deux couches très stratifié lorsque cet apport est faible (Vilks et Krauel, 1982). La régulation fluviale peut en outre causer des modifications radicales de la dynamique et de la cinématique estuariennes. La régulation du débit sortant de la rivière aux Outardes (Québec) permet au mélange par la marée de dominer le système; elle a de plus intensifié l'effet de la houle (Cataliotti-Valdina et Long, 1984). Des conditions de mélange partiel se sont instaurées dans l'estuaire de l'Eastmain dans la baie James, lorsque l'écoulement de la rivière a été redirigé vers le bassin de La Grande 1980 (Lepage, 1984). C'est pourquoi la turbidité et la sédimentation ont augmenté de façon continue dans l'estuaire de l'Eastmain. De récentes réductions artificielles du débit d'eau douce ont eu pour effet supplémentaire d'augmenter les intrusions de marée dans la rivière Koksoak qui se déverse dans la baie d'Ungava, une région à fortes marées (Hydro-Québec, données non publiées).

Les effets de la circulation des eaux estuariennes sur le déplacement des sédiments sont complexes (fig. 11-24). Les particules sédimentaires peuvent être transportées en suspension vraie (charge délavée), sous forme de couches près du fond (couches de boue fluide) ou encore sous forme de charge de fond. Les particules en suspension peuvent se présenter à l'état de particules individuelles, d'agrégats biologiques ou de floculats inorganiques ou organiques (Kranck, 1984). Dans l'estuaire du Saint-Laurent, les dimensions modales in situ des particules en suspension varient de 5 à 10 μm (de 8 à 7 phi), avec quelques particules plus grosses que 31 μm (5 phi) (Kranck, 1979). Le transport près du fond, qui consiste essentiellement au déplacement des sédiments en suspension dans les couches limites de fond sous forme de particules individuelles ou de suspensions denses turbides, est difficile à étudier bien que dans quelques estuaires, ce type de transport détermine le mouvement de masse du silt et du sable fin (Parker et Kirby, 1982). À la bordure frontale d'un biseau salé, les matériaux de la charge de fond s'accumulent pour former des barres d'embouchure ou de marée. Le dragage de ces sédiments doit parfois être semi-continu pour accroître l'accès aux installations portuaires (Schafer, 1973). La sédimentation hémipélagique (c'est-à-dire dominée par un flux vertical des particules) s'observe normalement dans le cas d'une circulation estuarienne dans un fjord (par ex. l'estuaire inférieur du Saint-Laurent; Syvitski al., 1983c). Les particules hémipélagiques se présentent entre autres sous forme de floculats, d'agglomérats de particules riches en matières organiques et de coprolites de zooplanctons; ces particules contribuent à l'accumulation de matériaux près de l'embouchure des rivières (Lewis et Syvitski, 1983). Les sédiments déposés comprennent notamment des alternances distinctes de silt sableux et d'argile organique (varves), reflétant le caractère saisonnier de l'accumulation de neige et de l'avalaison (par ex. fjord du Saguenay au Québec; Schafer et al., 1983). Les estuaires partiellement mélangés ont tendance à être peu profonds, de sorte que leurs sédiments de fond sont remaniés et remis en suspension. Une zone de forte concentration de sédiments en suspension, appelée zone de « turbidité maximale », se forme dans certains estuaires, comme dans la partie supérieure de l'estuaire du Saint-Laurent (Silverberg et Sundby, 1979) et l'estuaire de la Miramichi au Nouveau-Brunswick (Kranck, 1981). Le calcul du bilan de masse révèle en général une exportation nette des sédiments vers l'extérieur de l'estuaire partiellement mélangé (par ex. estuaire de la Miramichi; Winters, 1983). Les estuaires homogènes (bien mélangés), comme le bassin des Mines de la baie de Fundy, sont caractérisés par des eaux très turbides en raison d'une remise en suspension des sédiments par la marée. Bien que le transport de la charge de fond soit plus important dans ces estuaires bien mélangés que dans d'autres, les sédiments sont en grande partie déplacés sous la forme d'un écoulement horizontal de particules en suspension, régi principalement par les asymétries des courants de flot et de jusant dans la région infratidale (Amos et Long, 1980).

Les estuaires de l'Est du Canada présentent généralement une circulation typique des estuaires à biseau salé ou des estuaires très stratifiés, selon la description donnée dans la classification de Hansen et Rattray (1966) qui

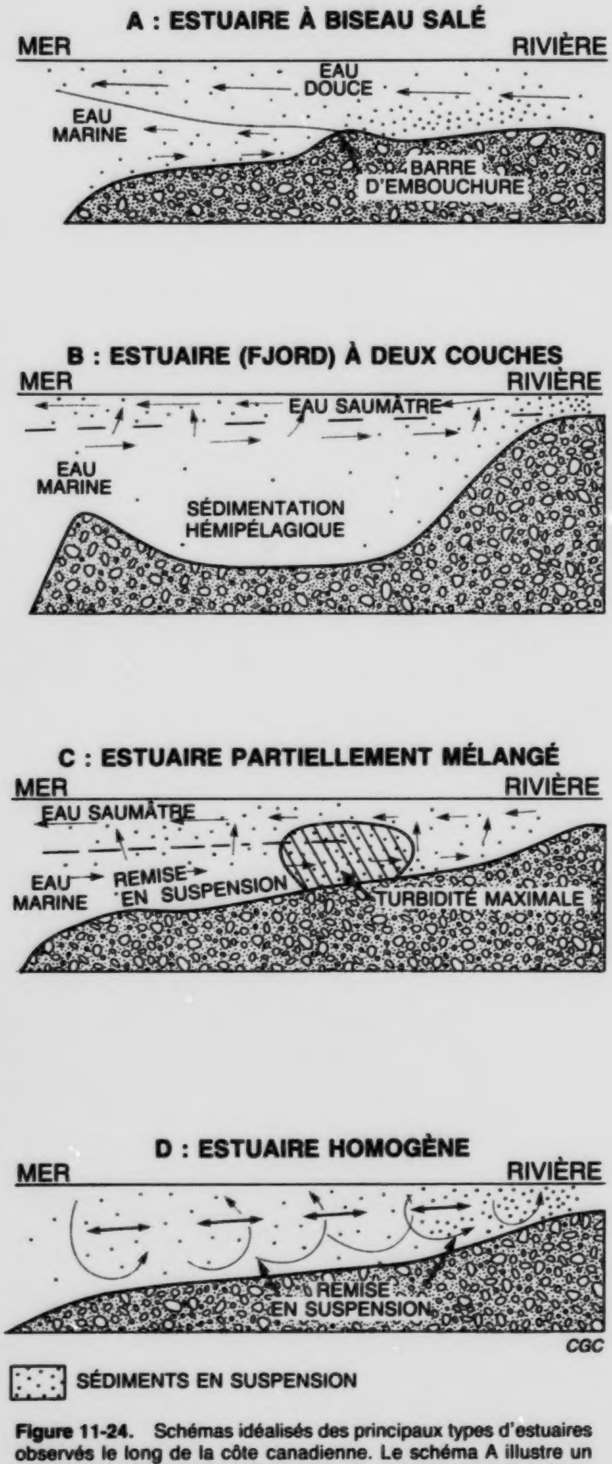


Figure 11-24. Schémas idéalisés des principaux types d'estuaires observés le long de la côte canadienne. Le schéma A illustre un estuaire caractérisé par la formation d'un biseau salé sous l'eau douce de rivière; le schéma B, un estuaire à deux couches typique des fjords; le schéma C, un estuaire partiellement mélangé et la turbidité maximale associée; et le schéma D, un estuaire homogène comme celui de la baie de Fundy. Les principales directions d'écoulement de même que la configuration de la turbidité sont représentées.

se base sur la stratification et la circulation. Ce fait est attribuable à l'écoulement important observé durant les mois d'eau libre de glace et, en particulier, pendant le débit de pointe du printemps qui est souvent très élevé et qui limite, ou parfois même supprime, l'intrusion de la marée dans l'estuaire. La forte stratification en deux couches et la dominance marquée du courant de jusant produit une exportation nette de la charge en suspension. Par conséquent, le dépôt à long terme dans l'estuaire est minime. Les estuaires qui se trouvent le long de la rive nord du golfe du Saint-Laurent se comportent de la même façon, dont entre autres la rivière Saint-Jean au Québec (Cataliotti-Valdina et Long, 1983) et l'estuaire de la Miramichi (Vilks et Krauel, 1982; Winters, 1983). La stratification favorise la formation de panaches turbides saisonniers à l'extérieur de l'estuaire. La sédimentation est donc caractérisée par des « doublets » annuels ou varves comme ceux que l'on trouve près de l'embouchure de l'estuaire de l'Eastmain dans la baie James (d'Anglejan, 1982). La stratification est bien développée sous la glace d'hiver, aux embouchures de grands cours d'eau comme La Grande, dans la baie James, et la Grande rivière de la Baleine, dans la baie d'Hudson (Ingram, 1981). Dans ces régions, le manque de mélange vertical sous l'action du vent se traduit par des panaches d'eau douce s'étendant plus loin vers le large en hiver. Budgell (1982) a constaté que le cycle entre les marées de mortes-eaux et celles de vives-eaux pouvait modifier considérablement la stratification de la masse d'eau par ses effets sur le mélange.

Les changements d'amplitude de la marée liés au cycle entre les marées de mortes-eaux et celles de vives-eaux modulent le transport des sédiments dans des estuaires comme celui de la Miramichi (Winters, 1983). La remise en suspension des sédiments par les courants de marée contribue à mettre les fluctuations de turbidité presque en phase avec les écoulements de pointe de la marée. L'advection de la marée tout au long de l'estuaire crée une asymétrie de turbidité en fonction du temps, la plus forte turbidité se produisant durant la période d'étale de la marée de basse mer (Schubel et al., 1977). Les fluctuations locales de la turbidité dans l'estuaire du Saint-Laurent sont en grande partie régies par l'advection, étant donné que l'estuaire est relativement profond (d'Anglejan et Ingram, 1976, 1984). La remise en suspension des sédiments de fond semble au contraire plus importante dans les estuaires peu profonds comme celui de la rivière Miramichi (Winters, 1983).

De nombreux estuaires de la côte Est sont bordés par des marais intertidaux et des estrans vaseux. Ces milieux constituent d'importantes zones de sédimentation des estuaires, sur les plaines côtières de basse altitude où l'amplitude des marées est grande. C'est le cas notamment de l'estuaire du Saint-Laurent, de la baie de Rupert et d'autres estuaires situés le long des rives est et ouest de la baie James et de la baie d'Hudson; des estuaires de la Koksoak et d'autres rivières de la baie d'Ungava; ainsi que des baies et des fjords du détroit de Frobisher et de la baie Cumberland.

Dans les estuaires comme celui de la baie de Fundy, un état d'équilibre est atteint, lequel se traduit par une diminution logarithmique vers la mer de la concentration des sédiments. Ce phénomène résulte de l'équilibre entre le déplacement des sédiments vers l'amont, causé par des asymétries de marée, et un mélange vers la mer, dû à une diffusion turbulente longitudinale (Amos et Asprey, 1981). Cet équilibre est dans un état d'ajustement constant et des

sédiments provenant du large peuvent alimenter les estrans vaseux des grandes plates-formes intertidales, comme celles de la baie Cabbage Willow dans la baie de Rupert (Champagne, 1982), ou peuvent être expulsés si aucun site de sédimentation n'est disponible dans l'estuaire.

Les différences observées dans les processus de transport et de dépôt des sédiments dans les estuaires de la côte orientale sont non seulement déterminées par des facteurs physiques, mais également par l'importance de l'alimentation et la taille des sédiments. De nombreux estuaires se sont formés sur des plaines côtières reposant sur des sédiments à grain fin, déposés au cours des transgressions postglaciaires du rivage entre 12 et 7 ka (par exemple, les mers de Goldthwait, Champlain, Laflamme et Tyrrell). Le soulèvement isostatique et l'émergence causés par le retrait des glaciers continentaux sont à l'origine de l'érosion des argiles marines et, par conséquent, ont rendu disponibles de grandes quantités de matières inorganiques en suspension. Par exemple, Kranck et Ruffman (1982) ont évalué que la charge sédimentaire totale transportée par les cours d'eau se jetant dans la baie James et s'écoulant sur des argiles marines équivalait à environ la moitié de la charge totale entraînée par toutes les rivières canadiennes se déversant dans l'océan Altantique, y compris le Saint-Laurent. La stratification et l'expulsion des eaux estuariennes étant élevées, les sédiments à grain fin provenant de dépôts marins soulevés sont transportés vers la baie James. Ils contribuent alors à la formation de grands estrans vaseux intertidaux à proximité de l'embouchure des rivières, en particulier le long de la rive ouest (Martini et al., 1980). De vastes marais intertidaux et estrans vaseux s'observent également à la tête de l'estuaire du Saint-Laurent. Les configurations saisonnières de dépôt et les échanges de sédiments entre les zones à turbidité maximale et minimale des eaux sont d'importants moyens de contrôle de la turbidité des eaux et du transport des sédiments en suspension à l'extérieur de l'estuaire (Sérodes, 1980).

Au Canada, la stabilité et la mobilité des sédiments dans tous les estuaires de la côte Est et de l'Arctique subissent les effets de deux processus importants. En premier lieu, la glace de mer qui charrie les sédiments littoraux vers des eaux plus profondes. On a observé des couches de matériaux transportés par la glace dans de grands estuaires comme ceux du Saint-Laurent (Syvitski et al., 1983c) et du bassin des Mines (Amos, 1978). Le transport par la glace flottante a pour effet d'ajouter aux sables et boues estuariennes les plus faciles à éroder des graviers à grain plus grossier. En second lieu, la faune benthique qui modifie grandement les propriétés physiques du substrat par bioturbation et bioérosion (Syvitski et al., 1983b). Les effets sont les suivants : 1) augmentation de l'érosion du fond due à son irrégularité accrue et, par conséquent, création d'une turbulence près du fond; 2) remise en suspension directe des sédiments de fond par mélange ou expulsion d'eau turbide vers le haut, ou indirecte, par modification de la teneur en eau des sédiments et des liaisons entre les particules, ce qui change les contraintes de cisaillement sur le fond nécessaires à l'érosion; et 3) bioturbation qui transporte les sédiments tant vers le fond océanique que dans le sens contraire.

Les estuaires de la côte Est et de l'Arctique subissent principalement les effets de l'amplitude des marées de vives-eaux, du débit des rivières, des eaux de ruissellement, des zones à pergélisol continu et discontinu et des régions perturbées par les eaux de fonte glaciaire (fig. 11-25). De grandes marées s'observent dans deux zones, soit la baie de Fundy (amplitude moyenne de 11 m) et la région environnante de la baie d'Hudson, y compris la baie d'Ungava (amplitude moyenne de 10 m). La baie de Fundy a été étudiée en détail (Gordon et Hourston, 1983); il s'agit d'un estuaire homogène classique. La région de la baie d'Hudson a fait l'objet de peu d'études mais elle devrait être de type homogène, à l'exception de certaines parties de la baie d'Ungava. Les estuaires voisins varient du type partiellement mélangé à celui observé dans les fjords. Comme les régions à pergélisol emmagasinent une très faible quantité d'eau souterraine, les estuaires le long de ces rives sont sujets aux crues. L'effet des crues sur la dynamique des estuaires n'a pas encore été bien défini mais pourrait bien être un facteur important de la modification des estuaires situés dans la zone à pergélisol continu qui s'étend dans la subsurface de presque tout l'Arctique. Le ruissellement varie systématiquement du type désertique dans le nord-ouest de l'Arctique à un ruissellement élevé vers les provinces de l'Atlantique. À l'exception de la rivière Saint-Jean au Nouveau-Brunswick, les bassins hydrographiques des Provinces maritimes sont petits et les cours d'eau influent peu sur les estuaires locaux. Dans l'archipel arctique, on trouve des champs de glace de type alpin et des calottes glaciaires, de sorte que les bassins hydrographiques dépendent des eaux de fonte glaciaire qui, chargées de poussière d'abrasion glaciaire, sont habituellement très turbides. Cet effluent a pour effet d'augmenter le taux de sédimentation des estuaires.

Il faudra effectuer d'autres recherches pour acquérir une compréhension intégrée des estuaires et des baies. Parmi les éléments jugés valables pour de futurs travaux de recherche, mentionnons le mouvement complexe des marées, les effets des vagues et des houles prenant naissance sur de longs fetchs d'eau libre, le transport des sédiments par les courants littoraux longeant la côte irrégulière, l'importance du transport des sédiments par la glace flottante et les apports de divers types de particules par un grand nombre de cours d'eau.

Deltas

J.P.M. Syvitski

Les deltas sont le résultat d'un changement radical de l'hydraulique fluviale lorsque l'eau d'un cours d'eau pénètre dans une étendue d'eau stagnante. Il en résulte 1) une sédimentation de la charge de fond au niveau des couches sommitales subaériennes et intertidales; et 2) une sédimentation infratidale de la charge en suspension sur la partie subaquatique du delta, appelée le prodelta. Un delta marin ne persiste que si l'apport et l'accumulation de sédiments sont plus importants que l'érosion par les vagues, les marées, le transport littoral ou les ruptures de pente épisodiques. Pendant sa croissance maximale, un delta peut progresser au-delà du trait de côte normal. La rive nord du delta du golfe du Saint-Laurent est la seule rive deltaïque importante de l'Est du Canada (fig. 11-26). Ailleurs, le long des côtes ouvertes sur la mer, l'érosion est plus importante que les apports; c'est le cas de la baie James, la baie d'Hudson et la baie d'Ungava (d'Anglejan, 1980, 1982). Deux causes plausibles ont été données pour expliquer cette situation. Selon la première, la charge de fond ne constitue qu'un faible pourcentage (de 10 à 30 %)

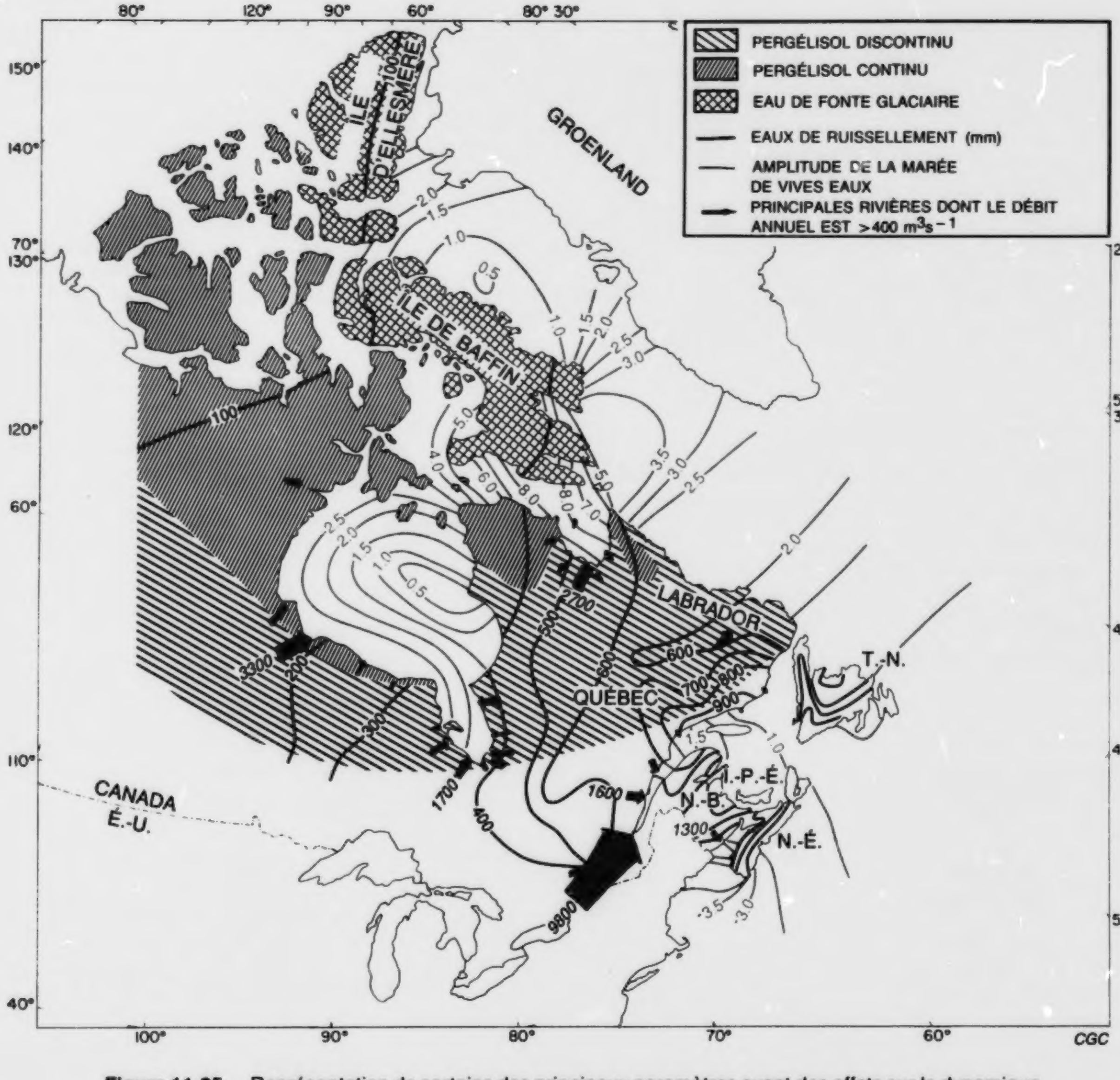


Figure 11-25. Représentation de certains des principaux paramètres ayant des effets sur la dynamique des estuaires des côtes Est et arctique du Canada, notamment l'amplitude moyenne de la marée de vives eaux; les eaux de ruissellement (seuls les débits des rivières importantes sont indiqués en m³/s); et les zones de l'arrière-pays affectées par les eaux de fonte glaciaire et par un pergélisol discontinu ou continu.

de l'apport total en sédiments et est composée de matériaux à grain relativement fin. Par conséquent, la stabilité côtière attribuable à la croissance d'un delta est limitée. Selon la seconde cause, l'action des marées peut éliminer une grande partie de la charge en suspension de la côte. Le plus important cours d'eau du Canada, le Saint-Laurent, en est un exemple. Il y a quelques exceptions comme les deltas qui se forment à l'embouchure de cours d'eau qui déversant de grandes quantités de sable dérivé de sédiments proglaciaires et de moraines exposées (par ex. Grande rivière de la Baleine); et ceux qui se construisent à l'embouchure de cours d'eau protégés de l'action directe des vagues et du transport littoral (par ex. la rivière Nottaway dans la baie de Rupert, la rivière Harricana dans la partie sud de la baie James).

Au Canada, sur la côte Est et dans l'Arctique, un certain nombre de rivières de vallée de fjord constituent de bons exemples de progradation deltaïque. Ce phénomène est dû entre autres 1) à la forte pente du talweg (gradient du cours d'eau) des rivières de vallée de fjord, qui augmente leur capacité de transport de matériaux à grain grossier; ces sédiments, une fois déposés, ne sont pas facilement modifiés par les marées et les vagues; 2) à la nature fer-

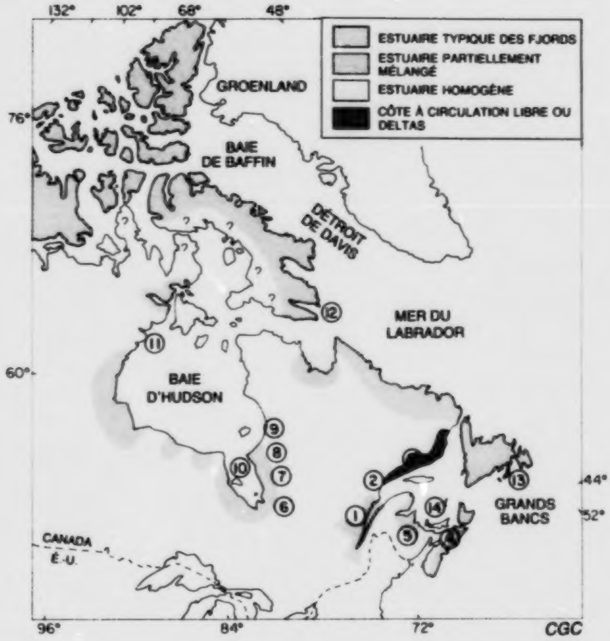


figure 11-26. Carte généralisée de la distribution des principaux types d'estuaires sur les côtes Est et arctique du Canada. Les chiffres renvoient aux estuaires qui ont été étudiés en détail : (1) estuaire du Saint-Laurent; (2) rivière aux Outardes; (3) Saint-Jean; (4) bassin des Mines, baie de Fundy; (5) Miramichi et baie des Chaleurs; (6) baie de Rupert; (7) Eastmain; (8) La Grande; (9) Grande rivière de la Baleine, détroit de Manitounuk; (10) baie James; (11) inlet Chesterfield; (12) baie Frobisher; (13) baie de Placentia; (14) sud du golfe du Saint-Laurent.

mée de ces inlets longs et étroits, un milieu où le transport le long des rives est négligeable (Syvitski et Farrow, 1983); et 3) à une sédimentation maximale près du delta du fait que dans les fjords, l'eau est profonde et la circulation au-dessous de la couche estuarienne, limitée (Farrow et al., 1983). Les deltas de fjord peuvent correspondre à des deltas de « style Gilbert », comportant des sédiments sommitaux, frontaux et basaux. Un delta particulièrement étendu s'est formé à l'embouchure du fleuve Churchill dans le lac Melville au Labrador (appellation inappropriée étant donné que le lac est en realité un fjord marin; Vilks et Mudie, 1983). La plupart des autres grands deltas de fjord s'observent toutefois à la tête de ces cours d'eau sur la côte est de l'île de Baffin, zone caractérisée par l'abondance d'eau de fonte glaciaire turbide (Knight, 1971; Church, 1972; Syvitski et al., 1983a). Ces deltas arctiques sont communément appelés sandurs (plaine de sable).

Les sandurs diffèrent des deltas de plus basse latitude en ce qu'ils ont été fortement influencés par des processus périglaciaires dans un cadre paraglaciaire. Les caractéristiques périglaciaires importantes sont notamment 1) le transport de sédiments fluviatiles pendant seulement quelques jours par saison (Church, 1972); 2) le transport éolien de grande échelle, étant donné la force extrême des vents et le manque de végétation, qui n'est limité que par l'absence de matériaux à grain plus fin (Gilbert, 1983); 3) le déplacement important des sédiments fluvioglaciaires (Gilbert, 1982); 4) le renforcement structural des estrans marécageux par l'apport de blocs transportés par la glace flottante (McCann et al., 1981); 5) la formation d'écroulements, de glissements et d'avalanches le long des parois de fjords, associée à l'hydrofracturation (Church et al., 1979); et 6) le phénomène rare mais impressionnant du transport d'eau et de sédiments par la décharge soudaine de lacs de barrage glaciaire (jökulhlaups). Par cadre paraglaciaire, on désigne des milieux dont l'apport de sédiments fluviatiles est plus important que la normale. Les bassins hydrographiques ayant un taux de dénudation « normal » transportent et déchargent la même quantité de matériaux que les processus d'altération météorique dans le bassin local peuvent produire. La grande production de sédiments dans l'environnement paraglaciaire résulte de l'érosion des sédiments glaciaires, proglaciaires et fluviomarins soulevés isostatiquement et déposés durant et après la dernière avancée glaciaire d'importance. De nombreux sandurs arctiques (plaines de sable) ont connu un nouveau cycle paraglaciaire au début du Petit Âge glaciaire (vers 1700), ce qui a eu pour effet d'augmenter davantage l'apport sédimentaire vers les deltas.

Au Canada, la plupart des deltas et estuaires de la côte Est et de l'Arctique ont subi de grands changements climatiques et d'importantes variations du niveau marin au cours du Pléistocène tardif et de l'Holocène. Il en résulte entre autres la formation de dépôts deltaïques, maintenant soulevés le long des rivages émergeants et découpés par l'érosion fluviale récente. Par exemple, les sandurs de l'île de Baffin sont généralement composés d'importants sédiments d'épandage fluvioglaciaire, déposés devant les glaciers de vallée à ablation rapide au cours de l'optimum climatique postglaciaire (de 4 à 6 ka); viennent ensuite des accumulations formées par des avancées deltaïques mineures au cours des stades plus chauds de la période néoglaciaire (généralement plus fraîche), dont l'âge est inférieur à 4 ka (Church, 1978). Par exemple, dans le cas du sandur Ekalugad, la moitié de la production annuelle de sédiments du Néogalciaire provient de l'érosion de dépôts soulevés isostatiquement au cours de l'optimum climatique postglaciaire (Church et Ryder, 1972).

Beaucoup d'autres recherches doivent être faites pour déterminer les voies de transport des sédiments dans les estuaires et les deltas des régions subarctiques et arctiques. En particulier, les questions suivantes n'ont pas encore été résolues : 1) Quel est l'effet d'un substrat à pergélisol sur la formation d'un estuaire et la progradation d'un delta ? 2) Comment les fluctuations climatiques à long terme par opposition aux fluctuations à court terme affectent-elles la production de sédiments et donc la formation des faciès dans les estuaires et les deltas ? 3) Comment les oscillations à long terme du débit des cours d'eau et du niveau marin dans les estuaires et les deltas influent-elles sur la stabilité des sédiments à courte échéance ? et 4) Les effets des variations du niveau marin sur le caractère sédimentaire peuvent-ils être différenciés de ceux des fluctuations du débit, quand les deux processus ont modifié de façon importante la géométrie et le caractère hydraulique des deltas et estuaires arctiques ? La réponse à la dernière question pourrait être la plus évasive étant donné que les effets des fluctuations du débit doivent être distingués des effets des variations du niveau marin, même si la relation de phase entre les deux processus ne peut pas être identifiée.

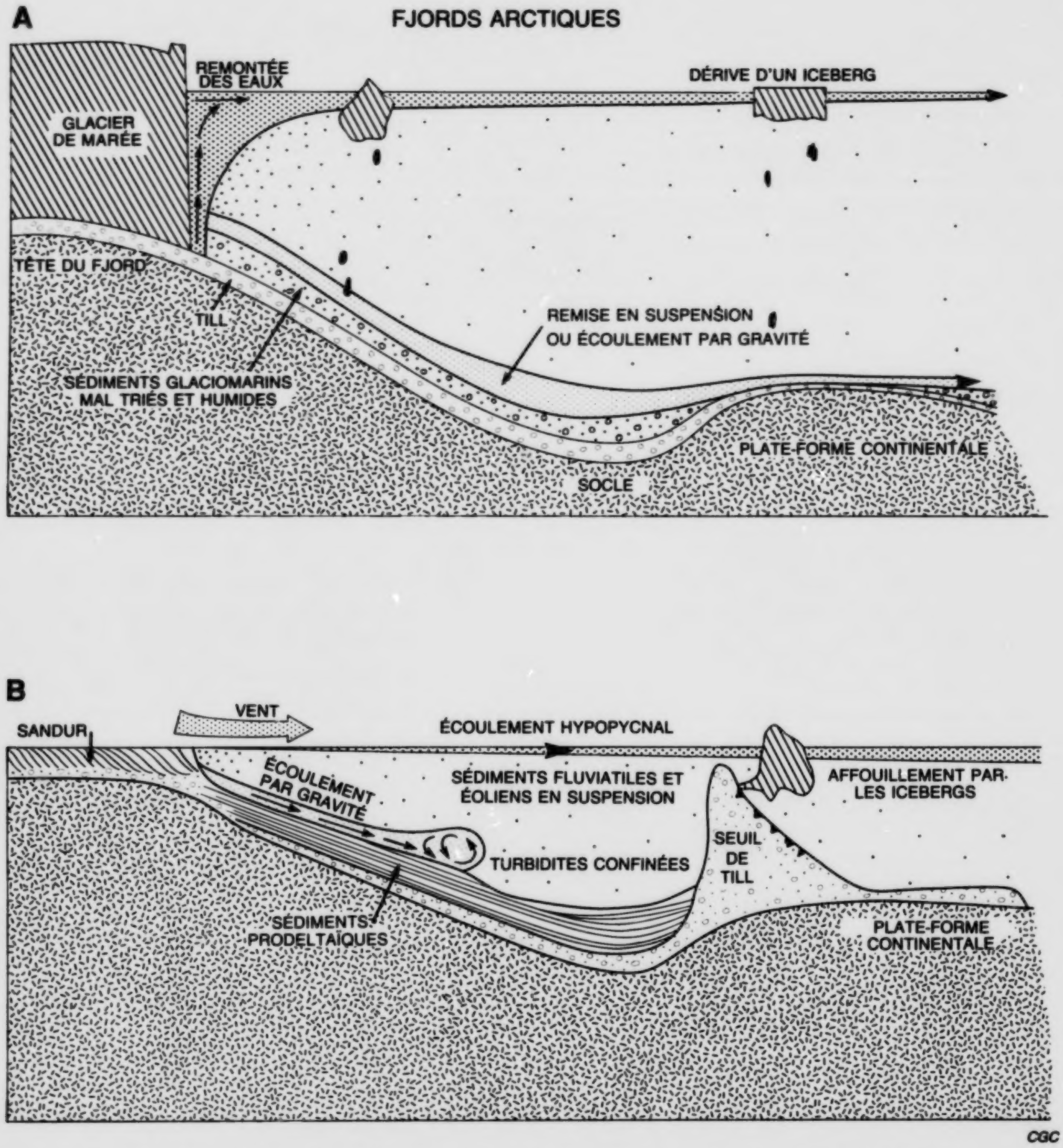


Figure 11-27. Schémas idéalisés de deux fjords arctiques représentant des membres extrêmes: (A) fjord sans seuil dans lequel débouche un glacier de marée; modèle établi d'après le fjord Coronation (île de Baffin); et (B) fjord à seuil et sandur; modèle établi d'après le fjord McBeth (île de Baffin).

Fjords

J.P.M. Syvitski

Les fjords sont les estuaires les plus profonds. Il existe environ 700 fjords « classiques » le long de la côte Est et de l'Arctique, au Canada. La plupart ont plus de 200 m de profondeur, plusieurs dépassent 500 m et certains même 1 000 m. La circulation dans les eaux supérieures (30-50 m) est en général de type estuarien à deux couches et est liée à l'écoulement fluvial déjà décrit. La circulation des eaux de fond dépend de la profondeur du seuil, du mélange des eaux de marée au-dessus du seuil et du renouvellement des eaux profondes par des échanges périodiques d'eau plus dense de milieu de plate-forme avec des eaux de bassin de fjord (fig. 11-27).

Les fjords comportent habituellement un seuil et nombre d'entre eux ont influé sur les effets des fluctuations du niveau marin pendant l'Holocène et ont modifié le mode de circulation des eaux estuariennes. À titre d'exemple, la profondeur du seuil de l'inlet Hamilton, qui renferme une partie du lac Melville, était de 80 m il y a 7 ka et de 50 m il y a 5 ka; aujourd'hui, il se trouve à 28 m de profondeur. Pendant cette période de diminution de la profondeur, la salinité des eaux de fond a graduellement diminué de 5 ‰ dans le lac Melville (Vilks et Mudie, 1983). Les fluctuations du niveau marin ont eu un effet encore plus important sur la circulation des eaux estuariennes dans le bassin de Bedford, un fjord de la Nouvelle-Écosse (Miller et al., 1982). Il y a 8 ka, le fjord était un estuaire d'eau saumâtre froide qui s'est transformé, avec la baisse du niveau marin, en un lac d'eau douce (7 ka). Le niveau marin a commencé à monter localement (6 ka), et un estuaire profond à biseau salé s'est formé. Ce processus s'est poursuivi pour produire l'estuaire actuel à seuil profond.

La majeure partie des sédiments accumulés dans ces bassins côtiers surcreusés peut être associée à un remplissage glaciaire-proglaciaire, pendant la dernière avancée glaciaire pléistocène et immédiatement après celle-ci. Les dépôts paraglaciaires comprennent notamment 1) un complexe de till de fond (till de fond, till subaquatique, moraines de poussée et de chute); 2) des sédiments glaciomarins proximaux surtout composés de turbidites finement stratifiées alternant avec des couches de sédiments hémipélagiques; 3) des sédiments glaciomarins distaux qui ont tendance à être fins et très bioturbés; et 4) des sédiments récents de nature très variable qui reflètent les conditions non glaciaires des fjords de la côte Est au sud de la latitude 62°N, et les conditions glaciaires de ceux des latitudes plus septentrionales, vestiges de Petit Âge glaciaire (vers 1700).

Sur la côte septentrionale de l'île d'Ellesmere se trouvent un certain nombre de fjords « frigides » qui sont à la fois recouverts de glace à l'année longue et séparés de la mer par la plate-forme glaciaire Ward Hunt; le fjord Disraeli à la latitude 83°N en est un exemple. Ses eaux sont composées de 45 m d'eau douce enfermée par la plate-forme glaciaire et surmontant 135 m d'eau de mer (Keys, 1978). La couverture de glace permanente empêche les eaux d'être mélangées par le vent; par conséquent, comme le mélange par la marée est également faible, ces conditions océanographiques uniques se maintiennent. Les eaux de fonte du glacier débouchant sur la mer à l'extrémité amont de l'inlet descendent jusqu'à la pycnocline où elles répandent continuellement dans le fond du fjord la poussière d'abrasion glaciaire qu'elles contiennent. Il en résulte un fond océanique calme, composé de silt et d'argile très bioturbés.

La glace de mer est saisonnière dans la plupart des fjords arctiques. Le sel est libéré en automne et en hiver lors de la formation de la glace de mer; la circulation provoquée par le sel peut favoriser le mélange de la colonne d'eau même si les courants dus au vent sont amortis par la glace (Gade et al., 1974; Perkin et Lewis, 1978). La fonte de la couverture de glace au printemps, accompagnée d'un écoulement de l'eau d'avalaison, rétablit la stratification, qui à son tour est perturbée pendant l'été par le mélange très efficace des eaux par le vent (Nielsen et Ottesen-Hansen, 1980). L'absence de longues périodes de stratification de la colonne d'eau a deux effets sur les configurations de la sédimentation locale : 1) la sédimentation hémipélagique est particulièrement importante près de l'embouchure des cours d'eau; et 2) les courants de fond relativement plus forts provoquent la stagnation et le « plâtrage » des sédiments dans les bassins et sur les versants, plutôt que leur dépôt « calme » en une couche concordante. La glace de mer joue également un rôle important dans la sédimentologie de la plupart des fjords arctiques. La glace incorpore activement des sédiments au cours du gel hivernal le long des rives (A.E. Aitken et R. Gilbert, 1981, communication personnelle) et transporte passivement des matériaux fluviatiles, éoliens et colluviaux pour les libérer pendant la débâcle (Berthois, 1969; Knight, 1971).

De nombreux fjords de l'Arctique canadien subissent les effets de processus associés aux glaciers de marée et aux icebergs. Dans les deux cas, la fonte sous la ligne d'eau peut contribuer à l'injection de quantités importantes d'eau douce dans les fjords. La remontée d'eau autour des icebergs peut accroître le mélange et ainsi déstabiliser la circulation estuarienne.

La fonte près de la paroi d'un glacier de marée se poursuit toute l'année et contribue ainsi à maintenir une stratification de surface (Matthews et Quinlan, 1975; Greisman, 1979). La sédimentation est plus élevée près du front des glaciers de marée, atteignant normalement une vitesse d'environ 1 m/a. Les sédiments déposés sont mal triés et contiennent beaucoup d'eau (Gilbert, 1982). L'instabilité des sédiments peut se traduire par une reptation sur les versants proximaux du fjord et une déformation des couches (Syvitski et al., 1983c). Pendant le vêlage des icebergs, le fond océanique peut être perturbé et les énormes vagues produites par l'impact (appelées « Tagsaq ») peuvent délaver les matériaux qui se trouvent bien au-dessus de la ligne de marée haute (Petersen, 1977). Un iceberg à la dérive peut demeurer stable pendant plusieurs jours tout en libérant continuellement des sédiments de sa partie submergée. Une fonte plus rapide de la glace au-dessous de la ligne d'eau déplace le centre de gravité de l'iceberg qui bascule et se fragmente. Dans de telles conditions, les sédiments de surface qui se sont concentrés au cours de la fonte sont déchargés (pour plus de détails sur le transport des sédiments par les icebergs, voir Ovenshine, 1970). Les icebergs peuvent s'échouer dans les parties peu profondes des fjords, comme dans les zones de versants et de seuils prodeltaïques aux profondeurs inférieures à 200 m, remaniant le fond océanique pendant leur échouement et produisant des sédiments au cours de leur période d'immobilité et d'ablation (Blake, 1977; Vorndran et Sommerhoff, 1974).

Aux endroits où les fronts de glaciers sont subaériens, les deltas à sandurs se forment rapidement. Quand ces deltas sont en progradation active, les versants prodeltaïques sont traversés par des chenaux d'écoulement gravitaire érosif, mesurant de 1 à 5 m de profondeur et de 20 à 100 m de largeur (Syvitski et al., 1983a). Ces chenaux prodeltaïques peuvent se fusionner en eaux plus profondes (Syvitski et Farrow, 1983). Leur position en eaux peu profondes semble dépendre des chenaux d'inondation du sandur. Presque toute la charge de fond annuelle est transportée en moins de quelques jours pendant l'avalaison (Church, 1972). Il en résulte une forte sédimentation sur les couches frontales dont les versants ont une pente variant de 15 à 35°; cela se traduit par une instabilité des sédiments et une activité subaquatique des chenaux (Gilbert, 1983).

Les sédiments récents déposés dans les bassins des fjords arctiques sont surtout composés de boue bioturbée hémipélagique. On y trouve en outre des couches significatives de sable turbiditique, de sable dérivé d'un flot de particules sédimentaires et parfois de gravier (Gilbert, 1983). Dans certaines zones, des décrochements de débris provenant de sources fluvioglaciaires latérales et de fjords tributaires sont observés. Plusieurs fjords comportent des chenaux sous-marins importants (mesurant jusqu'à 20 m de profondeur, 300 m de large et 4 m de long), qui peuvent être l'indication que des courants de turbidité (peu fréquents mais puissants) ou d'autres écoulements se sont produits. La sédimentologie de ces fjords fait actuellement l'objet de recherches intensives (Lavrushin, 1968; Elverhoi et al., 1980; Powell, 1981; Syvitski et Blakeney, 1983; Syvitski, 1984; Syvitski et Schafer, 1985).

Le second type de fjord en importance sur la côte Est du Canada (après les fjords arctiques) sont ceux où la sédimentation est faible et l'action des vagues, importante. Ces fjords comportent un ou plusieurs bassins à seuil, qui dépassent rarement 100 m de profondeur; les bassins plus profonds des fjords de Terre-Neuve font cependant exception. Ces inlets sont créées par la glaciation continentale de basses terres côtières reposant sur un socle résistant. Leurs principales caractéristiques ont été résumées par Piper et al. (1983).

Les fjords où l'action des vagues prédomine ne reçoivent que de 5 à 25 % de leurs sédiments holocènes des cours d'eau; presque tout le reste des matériaux sont des sédiments marins plus anciens, remaniés par les vagues, ou du till glaciaire. Les taux d'accumulation des sédiments varient de 0,5 à 3 mm/a (d'une à quatre fois moins élevés que ceux observés dans les fjords arctiques). Les taux de sédimentation les plus élevés s'observent dans les bassins profonds, adjacents à des rives où l'action des vagues est importante. Les plus grosses vagues sont formées par la houle de la mer libre ou les tempêtes. La vitesse de recul des falaises dans les sédiments glaciaires peut dépasser 1 m/a près de l'embouchure des fjords mais peut n'être que de 0,25 m/a dans les fjords intérieurs moins exposés.

L'apport sédimentaire des fjords varie. Dans les zones en période de transgression marine, des plates-formes découpées par les vagues se forment par l'érosion des falaises de till et ces plates-formes sont graduellement submergées par le niveau marin ascendant (Barnes et Piper, 1978). Les plates-formes sont protégées par du gravier; les versants de bassin, composés d'un mélange de gravier; de sable et de matériaux fins; et les bassins adjacents, recouverts de matériaux à grain fin. Dans les zones en période de régression marine, des sédiments holocènes proglaciaires et plus récents sont érodés à mesure qu'ils atteignent la zone d'érosion par les vagues. La distribution des sédiments dans ces zones est semblable à celle des inlets où l'action des vagues est importante et où le niveau de la mer monte.

Les grosses tempêtes peuvent éroder et remettre en suspension les sédiments qui se trouvent à des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres (jusqu'à 70 m sur les versants nord exposés de la partie inférieure de l'estuaire du Saint-Laurent; Syvitski et al., 1983c). Dans une couche près du fond, la concentration des sédiments en suspension demeure élevée pendant plusieurs jours après des tempêtes de cette force (Barrie et Piper, 1982; Delure, 1983). Le sable fin et le silt se déposent rapidement en couches finement rubanées et granoclassées sur le fond des bassins (Letson, 1981). L'intervalle entre les couches de tempête varie de 20 à 50 ans. Entre ces grosses tempêtes, des sédiments hémipélagiques transportés par la glace s'accumulent sur le versant des bassins (Piper et al., 1983).

Par des levés acoustiques, on peut distinguer les fjords perturbés par l'action des vagues de ceux subissant celle des cours d'eau ou des marées. La remise en suspension par les vagues contribue à la formation d'unités de remplissage de bassin en biseau d'aggradation (fig. 11-28), plutôt que d'unités concordantes, stagnantes ou en forme de coin d'autres milieux sédimentaires (Barrie et Piper, 1982; Piper et al., 1983). La distribution complexe des faciès sédimentaires, qui est le reflet de la bathymétrie et de l'érosion par les vagues, est également caractéristique des fjords (Slatt, 1974; Stehman, 1976).

Bien que les fjords dominés par l'action fluviale (fig. 11-29) soient les plus étudiés, il ne s'agit pas du type de fjord que l'on retrouve le plus fréquemment sur la côte Est du Canada. Les deux exceptions sont le fjord du Saguenay (Québec) et le lac Melville (Labrador), qui reçoivent tous les deux de grandes quantités d'eau douce. La rivière Saguenay draine une superficie d'environ 78 000 km^2 et son débit annuel moyen à long terme est de 1 600 m^3/s. Le fleuve Churchill qui se jette dans le lac Melville draine une superficie de 92 500 km^2 et son débit annuel moyen à long terme dépasse 2 000 m^3/s. Le débit de cette rivière et de ce fleuve est régularisé. Durant les périodes de ruissellement intense lorsque le niveau des réservoirs est élevé, des sédiments marins et périglaciaires, érodés des terrasses soulevées, sont transportés vers le large.

Le débit d'eau douce dans un bassin de type fjord caractérisé par une stratification thermohaline est appelé « écoulement hypopycnal flottant ». Dans ces circonstances, le fjord se divise en deux zones principales (McClimans, 1978; Syvitski et al., 1985), soit une zone proximale (prodelta supérieur) où l'énergie du débit détermine l'étalement du panache et son mélange avec les eaux environnantes du bassin; et une zone distale (prodelta inférieur) où des agents externes déterminent le transport et le mélange. Ces agents externes sont notamment les courants de marée, le vent, la morphologie côtière et la rotation de la Terre. Le mélange de ces masses d'eau se produit souvent transversalement à des pycnoclines nettes et bien définies.

La température et la salinité de l'eau sont considérées comme des propriétés de conservation des masses d'eau du fjord; ces propriétés varient linéairement le long du fjord, au fur et à mesure que la couche de surface se mélange

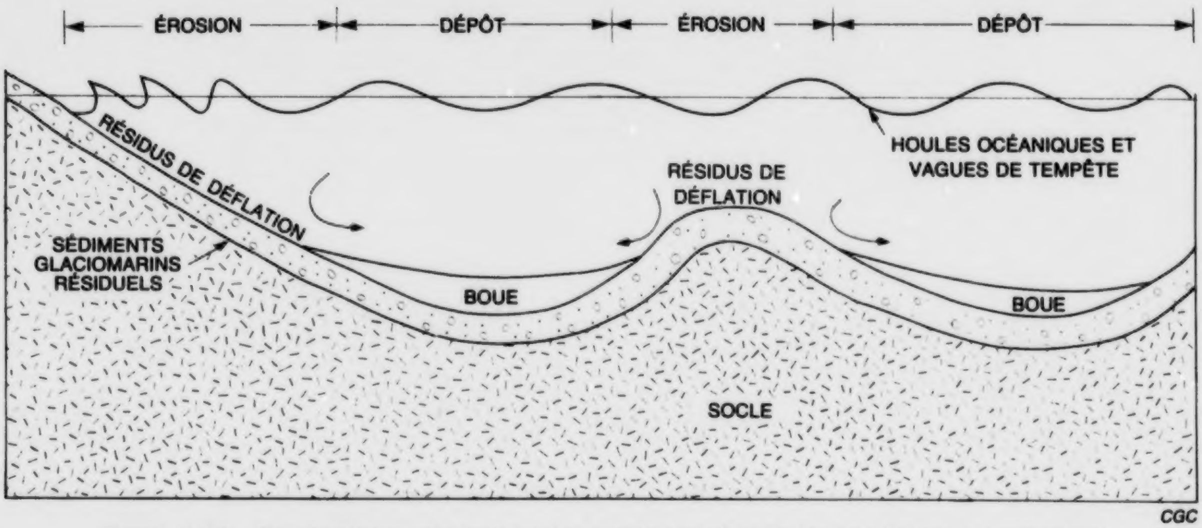


Figure 11-28. Représentation schématique d'un membre extrême de fjord où l'action des vagues est prédominante, comme c'est le cas le long de la côte sud de l'Est du Canada.

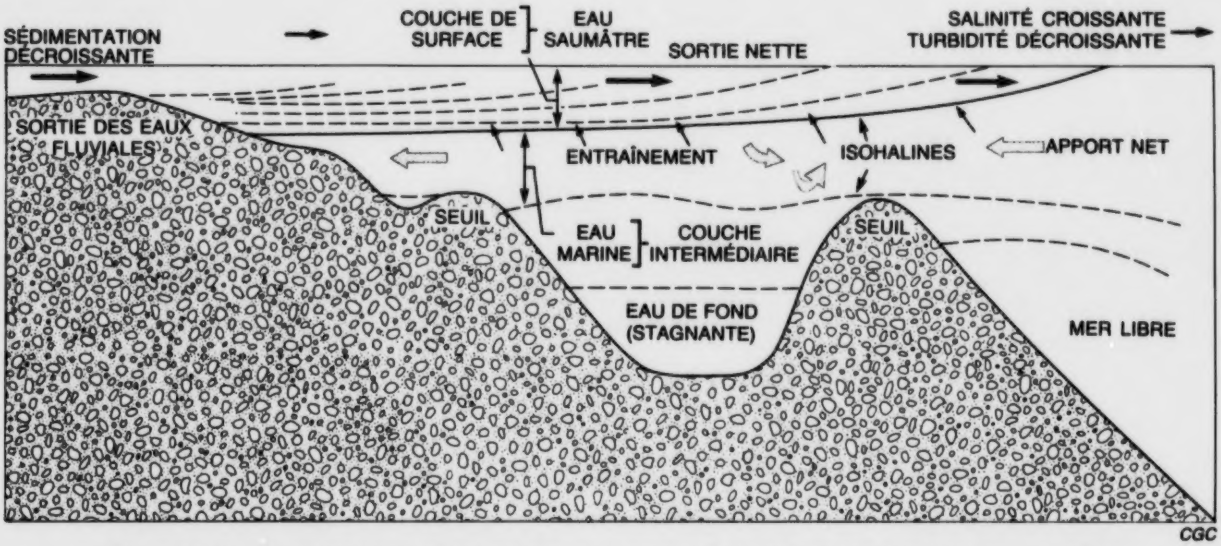


Figure 11-29. Représentation schématique d'un membre extrême de fjord où l'action des eaux fluviales est prédominante; modèle établi d'après le lac Melville et le fjord du Saguenay.

avec l'eau ambiante du bassin. La concentration de particules en suspension est, au contraire, une propriété de non conservation du fait de la décantation. Les grosses particules en suspension se comportent plus particulièrement de façon non conservative, tandis que les particules fines à décantation lente peuvent davantage adopter le comportement d'une charge délavée. Cela se traduit par des gradients dans la concentration des particules en suspension, selon la profondeur dans la zone de circulation estuarienne et selon l'éloignement de l'embouchure de la rivière.

Le taux de concentration et de sédimentation des sédiments en aval du fjord diminue exponentiellement (Syvitski et al., 1985). Par exemple, Smith et Walton (1980) ont montré que les taux de sédimentation dans le fjord du Saguenay diminuaient de 23 mm/a près de l'embouchure de la rivière à 0,4 mm/a dans le bassin extérieur plus profond.

Le taux d'accumulation des sédiments dans un fjord dépend du flux vertical hémipélagique et de l'apport sédimentaire de sources non hypopycnales (c'est-à-dire sources éoliennes, transport de la charge de fond, mouvement de masse et de gravité, transport par la glace flottante, flottation et échanges en eau profonde) moins toute érosion nette.

Le fjord du Saguenay est un excellent exemple d'une situation où le taux d'accumulation n'est fonction que de la sédimentation hémipélagique. Les taux élevés de sédimentation et les fortes concentrations de matière organique dans le système du Saguenay se traduisent par une réduction concomitante de l'oxygène dissous dans les eaux de fond et interstitielles. Il s'ensuit une faible bioturbation, ce qui permet de reconstituer en détail les événements stratigraphiques (Smith et Walton, 1980; Schafer et al., 1980; Smith et Ellis, 1982; Schafer et al., 1983). L'absence de bioturbation permet la conservation de varves marines, qui consistent en une alternance de couches d'argile organique déposées en hiver et de couches de silt sableux sédimentées en été. Les caractéristiques des sédiments des couches d'été, datées au ^{210}Pb, ont été comparées aux données de débit de la principale rivière de vallée de fjord. Les résultats montrent de façon satisfaisante que l'on peut utiliser la taille modale du sable pour prévoir les niveaux de débit pendant l'avalaison (Schafer et al., 1983).

Les futurs projets de recherche sur les processus actuels dans les fjords devraient inclure des levés généraux et des expériences précises visant à comparer les types de rupture de pente sous-marine dans les fjords des régions à activité sismique faible sinon négligeable à ceux des régions à forte sismicité comme l'île de Baffin et le fjord du Saguenay. Les expériences pourraient notamment consister à 1) provoquer des ruptures le long des dépôts frontaux à pente abrupte des deltas de fjords, afin d'étudier les variations dans les processus et les produits des écoulements par gravité ainsi que les mécanismes naturels qui peuvent être à l'origine de ces ruptures; 2) étudier la séparation de la charge de fond et de la charge en suspension au cours des débits de pointe dans l'Arctique, en vue de reconstituer la formation des faciès; et 3) évaluer la contribution des sédiments transportés par le vent et la glace flottante à la formation du fond océanique, à l'aide de pièges à sédiments.

PLATES-FORMES CONTINENTALES

Plates-formes de l'Est du Canada

J.V. Barrie et C.L. Amos

Les plates-formes de l'Est du Canada peuvent être divisées en deux grands groupes selon les processus récents qui ont façonné les sédiments, soit un groupe tempéré, au sud de la latitude 48°N, qui subit surtout l'action des vents, des vagues et des courants; et un groupe septentrional, au nord de la latitude 48°N, où ce sont les effets du transport des sédiments par la glace flottante et de l'affouillement par les icebergs qui prédominent. Comme de raison, cette division varie localement; par exemple, la baie de Fundy et les régions voisines de la baie d'Hudson sont affectées principalement par les marées tandis qu'ailleurs, ce sont les tempêtes et les vagues de tempête qui sont les principaux agents d'érosion. La glace d'hiver peut également jouer un rôle important sur la distribution des sédiments dans le groupe tempéré. Par exemple, le transport des sédiments par la glace flottante est un fait évident dans le bassin des Mines, la baie Chignecto et le golfe du Saint-Laurent. La limite entre les plates-formes tempérées et septentrionales, bien qu'approximative, se situe à peu près dans la partie nord des Grands Bancs. Toutes les plates-formes présentent des caractéristiques de la dernière glaciation et c'est pourquoi elles doivent être différenciées de celles laissées par les événements holocènes. La hausse du niveau marin au cours de l'Holocène constitue le principal événement postglaciaire qui ait eu des effets sur les plates-formes tempérées du sud (voir le chapitre 10). La plupart des plates-formes septentrionales sont trop profondes pour que cette hausse ait pu être significative et, par conséquent, la distinction entre les événements holocènes et ceux qui leur sont antérieurs est beaucoup plus difficile à établir.

Plates-formes tempérées

C.L. Amos et G.B. Fader

Les plates-formes tempérées sont celles où les principaux processus actuels qui modifient le fond de l'océan sont de nature hydraulique. Ces processus sont notamment les courants de marée, les vagues et les courants provoqués par les tempêtes. Font partie de ce groupe de plates-formes, les Grands Bancs, le golfe du Saint-Laurent, la plate-forme Néo-Écossaise, le golfe du Maine et la baie de Fundy. Des levés régionaux indiquent qu'environ 20 % des plates-formes tempérées au Canada possèdent également des caractéristiques glaciaires résiduelles qui ne peuvent dériver de processus récents (voir le chapitre 10).

Le fond océanique de la partie interne des plates-formes méridionales est découpé et irrégulier due à la présence de réseaux de paléodrainage sur le socle paléozoïque et mésozoïque, lesquels ont été partiellement remplis par des sédiments glaciaires et postglaciaires (King, 1970; King et MacLean, 1976; King et Fader, 1986). La partie externe des plates-formes, reposant principalement sur des sédiments tertiaires, est moins irrégulière et divisée en une série de bancs isolés.

Des sédiments holocènes non consolidés recouvrent entièrement la partie externe de la plate-forme et le fond des bassins profonds séparant les bancs (voir la fig. 11-1A). Ils dérivent principalement du vannage des sédiments glaciomarins comme le Silt d'Emerald ou le Sable de Sambro (voir le chapitre 10). Les sédiments à grain fin sont mis en suspension au cours des tempêtes (Kontoupolos et Piper, 1982; Amos, 1984); ils sont transportés des bancs jusqu'aux bassins adjacents où les eaux sont calmes et où ils se déposent pour former l'Argile de LaHave, transparente du point de vue acoustique. Les matériaux plus grossiers demeurent, formant un placage à la surface des bancs qui constitue les Sables et Graviers de Sable Island. Ces formations quaternaires, traitées au chapitre 10, ont été cartographiées en détail par King (1970), MacLean et King (1971), Drapeau et King (1972), Fader et al. (1977), MacLean et al. (1977), Fader et al. (1982) et Fader (1984).

Les formations quaternaires peuvent être subdivisées en membres selon les sous-milieux de sédimentation (King, 1970). Par exemple, cinq sondages d'une profondeur de 50 m, forés sur le haut-fond Eastern du Banquereau, ont révélé la complexité des Sables et Graviers de Sable Island (Amos et Knoll, 1987). Les « résidus de gravier de déflation transgressifs », décrits par King (1970), recouvrent une séquence fluviatile découpée par des chenaux de type « déblai et remblai ». Ces résidus de gravier de déflation, formés localement il y a 7 ka, plongent vers la mer suivant une pente constante de 1/1 000 et peuvent être retracés dans la subsurface du haut-fond Eastern. Le centre de ce haut-fond contient du sable coquillier en lits concordants, surmonté par des stratifications obliques de sable mesurant

rant jusqu'à 20 m d'épaisseur et formées il y a moins de 6 ka. L'interprétation environnementale et la datation de la séquence holocène correspondent à ce qui a été observé sur la plate-forme continentale du New Jersey (Stahl et al., 1974; Stubblefield et al., 1984). Les grandes étendues de sable de la plate-forme Néo-Écossaise semblent être des crêtes de tempête de bordures de plates-formes modernes et non pas, comme on l'a déjà cru, des îles barrières submergées et dégradées qui se seraient formées quand le niveau marin était plus bas.

Les crêtes de la partie médiane de la plate-forme des Grands Bancs sont dynamiques (Barrie et al., 1984). Des carottes prélevées dans des crêtes de sable de 3 m de hauteur dans la région du puits Hibernia P-15 montrent une séquence de couches de sable et de coquillages (fig. 11-1B). La base de la séquence de crêtes a moins de 3 000 ans d'existence. La datation de la stratification oblique indique une migration des crêtes vers le sud, parallèlement au contour de la plate-forme, bien qu'aucune observation directe d'un mouvement des sédiments n'ait été signalée. Les études granulométriques de McLaren (rapport non publié, 1985) sur les sédiments superficiels appuient cette interprétation et font état de la continuation de ce processus dans le milieu actuel.

Sur les Grands Bancs et la plate-forme Néo-Écossaise, la nature du fond océanique peu profond au sommet des bancs varie avec les saisons. Durant les tempêtes, l'ondulation du sable et du gravier par les vagues se produit à des profondeurs de 100 à 150 m sous le niveau de la mer (Fader et King, 1981). Les accélérations du courant local moyen, sous l'effet du vent et sous l'influence de la topographie du fond marin (Pietrafesa, 1984), peuvent produire des figures de grandes dimensions comme des vagues, des rubans ou des crêtes de sable, des mégarides bidimensionnelles ou tridimensionnelles et des mégarides « linguiformes ». Bien que récentes, ces figures deviennent moribondes entre les tempêtes et sont dégradées soit entièrement ou partiellement par le mouvement des vagues de « beau temps » ou le broutage d'organismes sur le fond marin (Barrie et al., 1984). Des observations quotidiennes près de l'île de Sable indiquent que les mégarides bidimensionnelles bosselées se forment durant les tempêtes d'hiver. Ces figures se dégradent en moins de 24 heures ne laissant sur le fond marin que des rides.

Les sédiments de fond récents des plates-formes tempérées de latitude moyenne sont remaniés et transportés par les courants de tempête (Smith et Hopkins, 1972). Butman et al. (1979), qui ont travaillé sur le banc de Georges et la plate-forme médio-atlantique au large de la côte Est des États-Unis, ont observé que la traction et la mise en suspension des sédiments se produisaient habituellement durant les violentes tempêtes d'hiver. Swift et Freeland (1978) ainsi que Lavelle et al. (1976) ont indiqué que ce type de transport survenait de quatre à cinq fois par année sur les plates-formes soumises aux tempêtes et pouvait avoir des effets importants même à l'accore (Karl et al., 1983). En effet, Swift et al. (1981), en utilisant les résultats d'études sur la marge continentale du nord-est des États-Unis, ont démontré que les mouvements de sédiments avaient lieu, dans une proportion de 95 %, durant les tempêtes de courte durée. Cette situation semble se vérifier sur la plate-forme Néo-Écossaise (Seaconsult Marine Research Ltd., 1986) et les Grands Bancs, mais pas dans les régions dominées par l'action des courants de marée comme la baie de Fundy, le chenal Nord-Est et le banc de Brown, où le transport des sédiments est pratiquement continu (Drapeau, 1970; Dalrymple, 1977; Amos et Long, 1980; Fader, 1984).

La migration du sable sur les bancs peu profonds de la plate-forme a lieu à la fois dans la zone côtière et dans la zone extracôtière; il en résulte des configurations locales nettement différentes. Le concept de migration nette du sable vers le large, au-delà de la zone côtière, qui a été proposé pour la plate-forme continentale des États-Unis (Swift, 1976), n'est pas applicable aux plates-formes de l'Est du Canada, compte tenu de la nature de l'apport sédimentaire et de la morphologie de la plate-forme. Sur le Banquereau, par exemple, la migration du sable se fait d'ouest en est, à peu près parallèlement à la côte, mais avec une légère composante vers le large, qu'on présume dans la direction des courants de tempête. Des graviers vannés couvrent le fond océanique en amont de la dérive, tandis que le haut-fond Eastern s'est formé en aval de la dérive, dans une zone d'accumulation nette près de l'accore.

Le transport des sédiments au-delà de la zone d'accore ou, en fait, le débordement des sédiments dans les grands canyons (comme le Goulet) est contrecarré par les courants forts qui se forment pendant les tempêtes et qui sont parallèles aux isobathes (Galt, 1971). Ces courants forment des barrières hydrauliques au mouvement des sédiments. Sur le banc de l'île de Sable, le transport net du sable a également lieu d'ouest en est mais comporte une composante littorale. Les hauts-fonds entourant l'île de Sable pourraient donc constituer la région d'accrétion du sable en aval de la dérive et seraient, par le fait même, analogues au haut-fond Eastern. C'est pourquoi la partie frontale de l'accore et les configurations d'écoulement déterminées par la topographie (Pietrafesa, 1984) semblent constituer une barrière efficace au transport des sédiments de plate-forme sur la partie orientale du banc de l'île de Sable. Une zone de sédiments à grain fin, correpondant à la position de la barrière hydraulique, a été observée autour du banc (Amos, 1985). Si l'île de Sable est analogue au haut-fond Eastern, pourquoi se trouve-t-elle à cet endroit ? Pourquoi n'est-elle pas submergée comme le haut-fond Eastern ? L'île de Sable a-t-elle été construite par une tempête catastrophique qui aurait fourni un noyau d'autoformation ou est-elle liée à des processus en cours mais non encore détectés ? Comme c'est le cas de la plupart des formes sédimentaires de grandes dimensions, la période de formation est trop longue pour étudier de façon adéquate les éléments pertinents de la dynamique.

Peu de mesures directes de la mobilité des sédiments de fond ont été faites sur les plates-formes continentales du Canada. Seuls les projets suivants ont été réalisés, soit 1) la photographie en accéléré du fond océanique près des puits Venture et Cohasset, sur le banc de l'île de Sable, et près du puits Hesper, sur le Banquereau (l'emplacement des puits est indiqué à la fig. 1, en pochette); 2) deux expériences de traçage radio-isotopique du sable sur le banc de l'île de Sable (Seaconsult Marine Research Ltd., 1986) et 3) une analyse de la dispersion à l'aide d'un traceur passif au site du puits Hibernia, dans la région des Grands Bancs. Les données de ces observations indiquent que le mouvement des sédiments semble être limité à la migration des rides formées par les vagues ou les courants.

Nous savons peu de chose sur la stabilité des sédiments à grain fin sur les flancs des bancs de la plate-forme Néo-

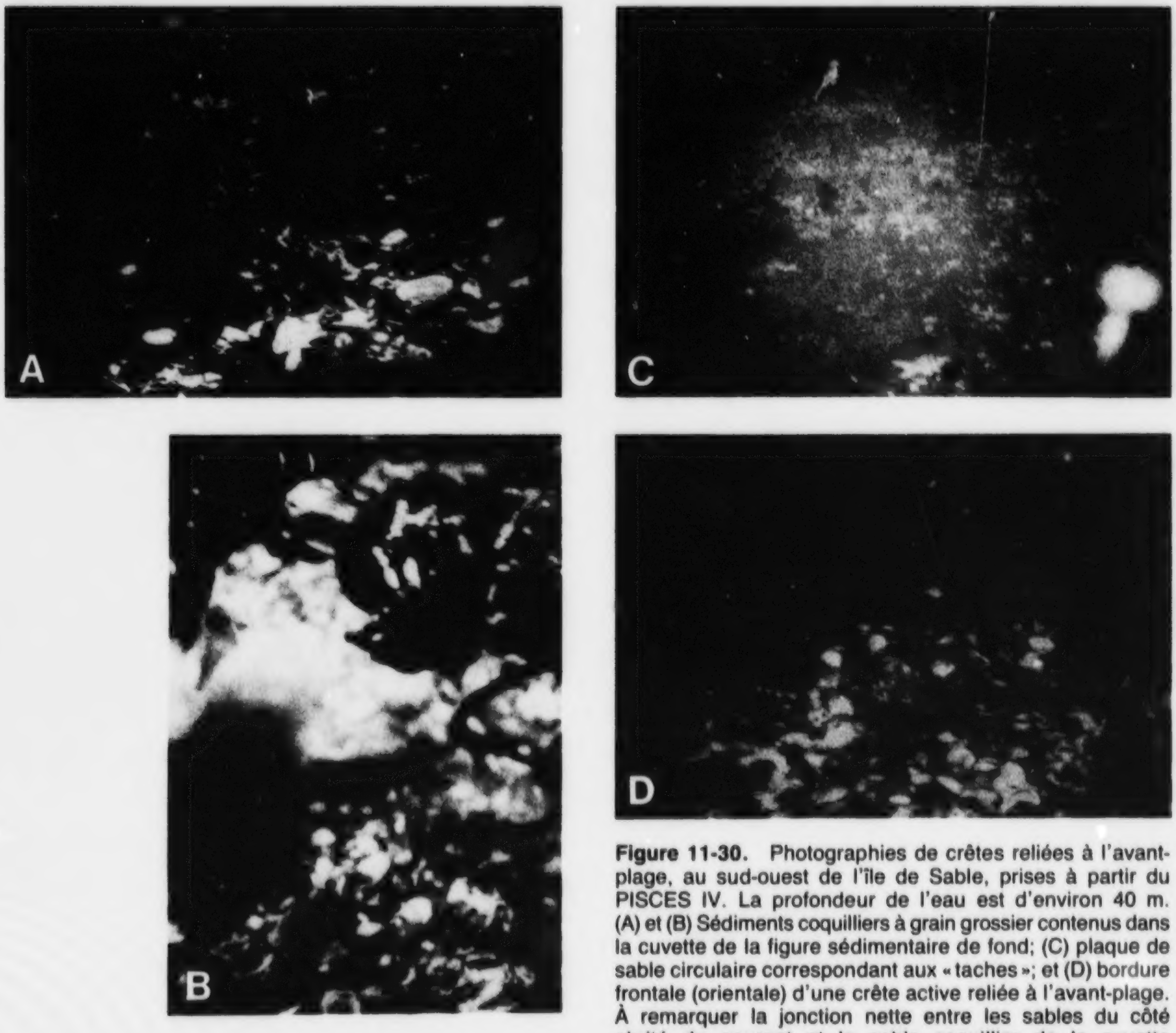


Figure 11-30. Photographies de crêtes reliées à l'avant-plage, au sud-ouest de l'île de Sable, prises à partir du PISCES IV. La profondeur de l'eau est d'environ 40 m. (A) et (B) Sédiments coquilliers à grain grossier contenus dans la cuvette de la figure sédimentaire de fond; (C) plaque de sable circulaire correspondant aux « taches »; et (D) bordure frontale (orientale) d'une crête active reliée à l'avant-plage. À remarquer la jonction nette entre les sables du côté abrité du courant et le sable coquillier de la cuvette (A- GSC 204702-K; B- GSC 204702-L; C- GSC 204702-I; D- GSC 204702-J).

Écossaise; des données acoustiques indiquent des zones de décrochement dans le Goulet et dans des régions au nord du Banquereau. Les décrochements observés dans le Goulet sont associés à des affouillements du fond océanique, qui ont produit des moulages en flûte de grande dimension à la base de la bordure des bancs. Le sable vanné par affouillement a été moulé en mégarides bidimensionnelles actives qui indiquent un transport vers le large jusqu'en bordure de la plate-forme. Cette association particulière de figures sédimentaires de fond constitue l'illustration d'un « effet d'entraînement » par lequel chaque événement découle d'un événement antérieur, apparemment sans lien.

De nombreuses dépressions (pockmarks) se sont formées par l'expulsion de gaz et d'eau dans les sédiments cohésifs du fond océanique de la plate-forme Néo-Écossaise (Josenhans et al., 1978), du chenal Laurentien (Fader et al., 1982) et de la partie supérieure du talus, adjacent à la plate-forme (Mosher, 1987). Ces dépressions sont toutefois absentes dans les sédiments sableux où elles sont moins susceptibles d'être conservées en raison de la mobilité des sédiments.

Des sédiments riches en carbonates ont été signalés dans les parties septentrionales des plates-formes tempérées. Par analogie, Muller et Milliman (1973) ont découvert une zone riche en carbonates de calcium biogènes dans le sud-ouest des Grands Bancs; ils présument que les balanes observées datent du dernier bas niveau marin et de la transgression holocène et que les mollusques, échinides et foraminifères sont modernes. Fader et King (1981) ont décrit des couches coquillières denses s'étendant sur les Grands Bancs. Dans le détroit de Belle Isle, de grandes figures

sédimentaires de fond composées de couches de lumachelle ont été observées à partir d'un submersible (Josenhans et Barrie, communication personnelle, 1986).

Des « taches », d'abord identifiées par Evans-Hamilton Inc. (1977), ont été détectées sur des sonogrammes à balayage latéral. Elles ont un diamètre pouvant atteindre 20 m. Il s'agit de communautés très denses de coquillages (fig. 11-30), de forme circulaire à ovale et souvent alignées en rangs sur le fond océanique. L'origine et la signification de ces communautés ne sont pas connues mais elles pourraient être associées à la libération de gaz naturel et à la distribution de la masse d'eau du talus, plus chaude et riche en nutriments, qui parfois se déverse sur la plate-forme, constituant une source de nourriture aux palourdes américaines dont sont constituées les taches repérées en bordure de la plate-forme.

Bien que les caractéristiques sédimentaires actuelles des plates-formes tempérées soient bien connues, la fréquence ou l'intensité des processus qui moulent leurs sédiments ne peut pas encore être quantifiée de façon convenable. Contrairement au transport fluvial, le transport des sédiments sur les plates-formes est surtout caractérisé par des processus de diffusion produits par des fluctuations irrégulières d'événements transitoires de haute intensité comme les vagues internes de déferlement, les vagues d'infragravité ou les vagues de gravité de surface (Boczar-Karakiewicz et Bona, 1986). La signature sédimentaire des plates-formes tempérées est déterminée par des événements relativement rares de haute intensité qui sont, de par leur nature, difficiles à étudier.

Plates-formes septentrionales

J.V. Barrie et H.W. Josenhans

Les plates-formes septentrionales sont celles observées dans les régions suivantes : les chenaux de l'archipel arctique, l'île de Baffin, le Labrador et la partie nord-est de Terre-Neuve. Les sédiments de surface dans ces régions sont affectés principalement par la glace. Cependant, l'action du vent et des vagues est déterminant sur certaines plates-formes comme celles au large de l'île de Baffin et du Labrador. Dans certaines zones de l'Arctique, comme les détroits d'Hudson, de Davis, de Lancaster, de Barrow et de Peel, les effets de la marée sont également importants.

Les plates-formes du Labrador et de l'île de Baffin ne contiennent pas de traces de la transgression holocène, sauf dans les zones côtières; c'est pourquoi les observations faites dans ces régions ne permettent pas de déterminer les fluctuations passées du niveau marin. Les sédiments superficiels sont en grande partie résiduels (Grant, 1971, 1972; Slatt et Lew, 1973; Pelletier, 1979; MacLean, 1982; Josenhans, 1983; Gilbert et Barrie, sous presse).

Les sédiments postglaciaires qui recouvrent les bancs peu profonds de la plate-forme du Labrador sont très minces. Le périmètre de ces bancs, par des fonds de plus de 160 m, est délimité par des sables et graviers remaniés (fig. 11-1C), dont l'origine présumée est le sommet des bancs (Nordco Ltd., 1982; Gilbert et Barrie, sous presse), endroit où quelques résidus de déflation remaniés et contemporains sont observés (Josenhans et Zevenhuizen, 1984). Ces sédiments au sommet des bancs, représentés par le Sable de Sioraq (Josenhans et al., 1986), correspondent au Sable de Sambro de la plate-forme Néo-Écossaise. Des sédiments plus épais de silt et d'argile non stratifiés et stratifiés forment l'Argile de Makkaq (Josenhans et al., 1986) et sont comparables à l'Argile de LaHave de la plate-forme Néo-Écossaise. Ils reposent dans les cuvettes et les cols marginaux plus profonds (Vilks, 1980; Nordco Ltd., 1982; Josenhans, 1983).

Les plates-formes de l'île de Baffin sont recouvertes de gravier sableux résiduel, sus-jacent à une surface d'érosion lisse (Kranck, 1966, Grant, 1971; Baker et Friedman, 1973; Praeg et al., 1986). Les détails concernant l'origine et la distribution des sédiments sont complexes (fig. 11-1D) et sont liés à des processus locaux (Perry, 1961, Pelletier, 1966, 1979; Lewis et al., 1977; MacLean, 1982).

Selon de nombreux chercheurs, le transport des sédiments par la glace de mer et les icebergs aurait été important dans la baie de Baffin, la mer du Labrador et jusque sur la plate-forme Néo-Écossaise au sud (Grant, 1965; Baker et Friedman, 1973; McMillan, 1973; Johnson et al., 1975; Piper, 1976; Carter, 1979; Alam et Piper, 1981; Josenhans et Barrie, 1982; Gilbert et Barrie, sous presse). Du Pléistocène tardif à l'Holocène précoce, le transport des sédiments par la glace flottante est à l'origine du mélange important des sédiments résiduels autochtones avec des matériaux transportés par la glace flottante (par ex. Baker et Friedman, 1973; Carter, 1979). Sur le banc Saglek, Gilbert et Barrie (sous presse) ont découvert des roches carbonatées en abondance, dont des calcarénites à crinoïdes, provenant de roches paléozoïques de l'archipel arctique et du Groenland. Par contre, plus au sud, sur le banc Makkovik du centre de la plate-forme du Labrador, on observe une proportion de roches carbonatées équivalente au tiers, reflétant la diminution vers le sud du nombre de gros icebergs. La sédimentation due au transport par la glace flottante est incertaine, compte tenu de la variation annuelle du flux de glace et d'icebergs au cours des époques récentes et du peu de connaissances sur la vitesse de fonte des icebergs. En outre, les quantités des sédiments incorporés à la glace de mer et aux icebergs ou qui s'y sont déposés ne sont généralement pas connues. McMillan (1973) a estimé sommairement qu'au cours des 15 000 dernières années, seulement 0,15 m de sédiments transportés par la glace flottante se sont accumulés sur la plate-forme du Labrador. Josenhans et Barrie (1982) ont démontré que le transport des sédiments par la glace, bien qu'impliquant des quantités mineures, constitue un facteur déterminant du bilan sédimentaire actuel de la plate-forme du Labrador. Les débris transportés par la glace flottante forment des monticules sur le fond océanique, composés d'importantes accumulations de sédiments à blocs tombés des icebergs échoués.

L'affouillement par les icebergs est actuellement le principal agent de remaniement des sédiments superficiels sur les plates-formes septentrionales, où les fonds ne dépassent pas 230 m (Lewis et Barrie, 1980; Josenhans et Zevenhuizen, 1984). Les icebergs issus principalement du vêlage des glaciers du Groenland occidental sont transportés vers le sud par les courants de Baffin et du Labrador. Les icebergs échoués chargent et consolident les sédiments des bancs. La glace de mer recouvre saisonnièrement presque toute la région au nord des Grands Bancs et se déplace dans la direction des courants et des vents dominants; dans les zones septentrionales, le couvert de glace de mer est généralement complet, tandis que le sud de la plate-forme du Labrador est recouvert dans une proportion de 60 % en moyenne (Markham, 1980).

La glace de mer a peu d'effet sur les sédiments de fond. Cette glace atténue les vagues de surfaces durant les tempêtes d'hiver et, par conséquent, les courants de fond

provoqués par les vagues qui rident et transportent le sable. La glace flottante provenant de glaces ancrées des zones côtières transporte une certaine quantité de sédiments; en effet de la « glace sale » a été observée dans les chenaux de l'archipel arctique.

Le tirant maximal de la quille des icebergs actuels, soit leur profondeur d'échouage, se situe aux environs de 220 m (Hotzel et Miller, 1983). La quille des icebergs qui échouent sur les parties les moins profondes de la plate-forme creusent des dépressions linéaires à curvilignes sur le fond océanique. Des bancs de sédiments déplacés se forment sur les deux côtés de la zone affouillée; il n'a pas encore été possible de déterminer si ce mécanisme était dû à une rupture par cisaillement et un déplacement latéral, ou à une compression et une extrusion de matériaux sous la quille. Dans la plupart des zones, les stratifications sont détruites par ce processus et les sédiments ainsi perturbés par les icebergs (tels que définis par Vorren et al., 1983) recouvrent la zone jusqu'à la profondeur des affouillements les plus importants, soit environ 6 m. Des marques d'affouillement par des icebergs, récentes ou résiduelles, s'observent sur toutes les plates-formes continentales de l'Est du Canada, de l'archipel arctique (Lewis et al., 1977; MacLaren, 1982) à la plate-forme Néo-Écossaise, jusqu'à des profondeurs atteignant 700 m (Parsons, communication personnelle, 1985). Sur la plate-forme du Labrador, le sommet de tous les bancs se trouvant à une profondeur inférieure à 150 m a été complètement remanié au cours des 10 000 dernières années (Josenhans et Zevenhuizen, 1982). Un remaniement des sédiments sur la plate-forme interne de l'île de Baffin a été relevé à des profondeurs comparables à celles de la plate-forme du Labrador (MacLean, 1982). Bien que de nombreuses marques d'affouillement soient récentes, nombre d'entre elles ne peuvent être que résiduelles, datant du Wisconsinien tardif (Belderson et al., 1973; King, 1976; Barrie, 1980; Luternauer et Murray, 1983; Lien, 1983; Todd, 1984).

Dans certaines zones, les marques d'affouillement récentes sont rapidement dégradées par les courants de fond. La vitesse de dégradation dépend en grande partie de la force des courants orbitaux provoqués par les vagues près du fond océanique (Barrie, 1983) ainsi que de la cohésion et des autres propriétés physiques des sédiments affouillés. À des profondeurs de moins de 160 m, le vannage de la bordure des marques d'affouillement constitue le principal processus de dégradation.

Des photographies du fond marin révèlent des rides de vagues sur les parties les moins profondes des bancs de Nain et Makkovik. La présence de mégarides à crête bien définie et de rubans de sable indique des périodes de transport sédimentaire actif et unidirectionnel. Des sonogrammes ont permis de détecter des mégarides avec des longueurs d'onde de 50 m, à la bordure du banc Hamilton située du côté marin (Fillon, 1976). Leur crête est plus ou moins parallèle au grand axe du banc et indique une migration soit vers le bas ou vers le haut de la pente. Des observations par submersible sur la partie extérieure du banc Hamilton ont rendu possible l'identification de ce qui semblent être des mégarides orientées vers le bas de la pente.

Sur la plate-forme du Labrador, la combinaison du mouvement dû aux vagues et du courant du Labrador a produit un gravier bien trié, qui repose sur un substrat d'argile silteuse et graveleuse sur certains bancs peu profonds (Josenhans et Barrie, 1982). Il semble que l'affouillement par les icebergs ait pour effet d'exhumer des matériaux de subsurface qui sont par la suite vannés, laissant derrière un gravier bien trié.

Dans les zones profondes, le remaniement des sédiments sur la partie interne des plates-formes de l'île de Baffin serait comparable à celui observé sur la plate-forme du Labrador (MacLean, 1982). Peu de travaux ont été consacrés à la quantification des processus qui ont actuellement cours sur les plates-formes de l'île de Baffin et de l'archipel arctique. Des rides et des mégarides de courant ont été observées au puits Hekja, dans le détroit de Davis (à des profondeurs de 250 à 375 m). Ces figures sédimentaires ont été formées par de forts courants de marée dont les vitesses de pointe atteignent 0,3 m/s (Barrie, 1983).

En résumé, la surface des plates-formes septentrionales a surtout été affectée par les icebergs échoués et l'affouillement par la glace. Les effets des processus hydrauliques peuvent être détectés mais sont négligeables. Les travaux futurs devraient traiter du lien qui existe entre les propriétés générales des sédiments et l'affouillement par les icebergs, et des possibilités de conservation des formes d'affouillement.

TALUS ET GLACIS CONTINENTAUX : PLAINE ABYSSALE

Classification des milieux abyssaux

P.R. Hill, D.E. Buckley et D.J.W. Piper

Les milieux à sédimentation terrigène de la marge continentale ont été classifiés par Heezen et Menard (1963) en fonction de l'inclinaison du talus continental, du glacis continental et de la plaine abyssale. Sur de nombreuses marges continentales, le talus est découpé par des canyons sous-marins, qui entaillent des roches plus anciennes, et par des chenaux qui sont en partie des formes d'accumulation. Des cônes se forment sur le glacis continental et s'étendent sur les plaines abyssales. Les sédiments pélagiques des bassins océaniques s'accumulent sur les collines abyssales, les monts sous-marins et les dorsales asismiques dont la morphologie est principalement déterminée par celle de la croûte océanique sous-jacente.

La morphologie du talus continental peut être étudiée à différentes échelles, allant de celle de la marge entière s'étendant sur des milliers de kilomètres, à la dimension très locale des petits glissements et monticules biogènes atteignant quelques mètres (Hill et al., 1983). La plupart des sections de la marge continentale de l'Est du Canada présentent un accore bien défini (Vanney et Stanley, 1983) et un talus au profil concave avec une inclinaison maximale atteignant 6° dans la zone supérieure. La profondeur de l'accore varie d'environ 200 m sur la marge Néo-Écossaise à 500 m au large du Labrador, 600 m au large de l'île de Baffin et 1 000 m au large du bonnet Flamand (fig. 11-31).

Cette morphologie de grande échelle reflète la géologie sous-jacente, la sédimentation du Mésozoïque-Cénozoïque et, en particulier, les processus de progradation et d'érosion du talus au Quaternaire tardif (voir le chapitre 10). La géologie du socle influe peu sur la plupart des marges de l'Est du Canada, du fait de l'importance du biseau sédimentaire du Mésozoïque et du Cénozoïque (Grant, 1975; Jansa et Wade, 1975). Font toutefois exception à cette règle générale le détroit de Davis et la marge

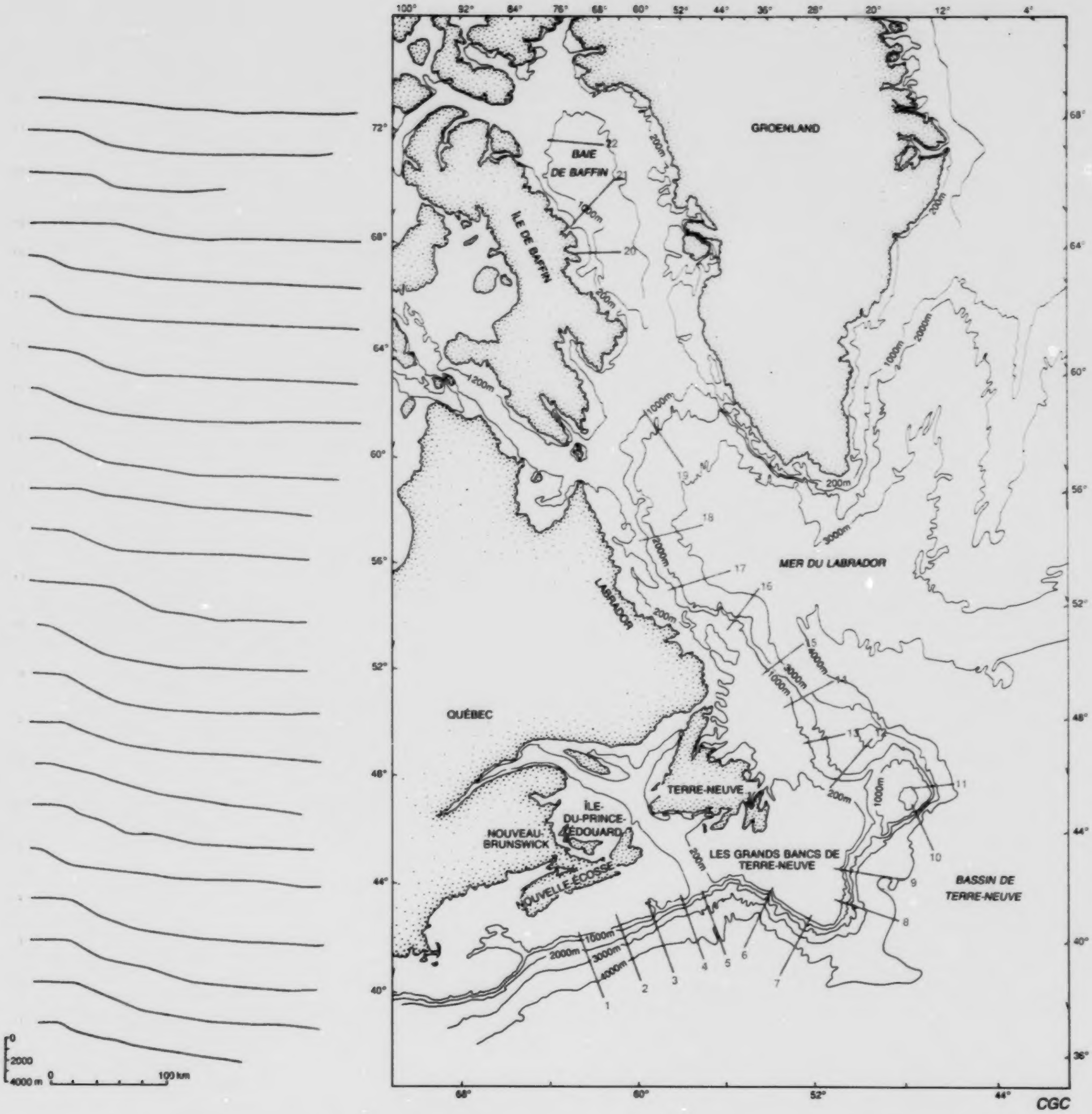


Figure 11-31. Représentation de vingt-deux profils relevés le long de la marge continentale de la côte Est montrant la gamme complète de types morphologiques, du bassin de Baffin au talus Néo-Écossais. Les profils vont de l'accore à la base du talus.

à l'est de Terre-Neuve, où le socle failli et effondré est à l'origine de l'élargissement de la marge et de la forte réduction de l'inclinaison des pentes.

De récents levés effectués par balayage latéral du talus au large de la côte Est du Canada ont révélé le lien étroit entre la morphologie actuelle et les processus pléistocènes. Les travaux les plus complets ont été réalisés sur le talus Néo-Écossais (Piper et al., 1984; Piper et Sparkes, 1987), tandis que les levés les plus récents visaient l'étude du talus du Labrador (H. Josenhans, communication personnelle, 1985). Ces régions présentent un réseau complexe de canyons, de petites vallées sous-marines (ravins) et des zones de glissement. Selon Farre et al. (1983), un continuum complet relierait les zones de glissement, les ravins

du talus et les canyons découpant la plate-forme. Des vallées se sont formées par l'érosion régressive continue des cicatrices de glissement jusqu'à modeler le relief découpé de l'accore; c'est à ce stade que s'est amorcé le piégeage (dans les vallées) des sédiments transportés par les processus de la plate-forme. Sur la marge continentale de l'Est du Canada, les canyons disséquant la plate-forme sont relativement peu nombreux, sauf sur la partie nord-est du talus Néo-Écossais et autour des Grands Bancs.

Les ravinements et les glissements de grande échelle se produisent surtout sur les talus adjacents aux cols profonds des plates-formes externes (par ex. le « chenal de LaHave », Hill, 1983; le talus du cône Laurentien, Piper et Normark, 1982a; le col de Hopedale et le détroit d'Hudson, H. Josenhans, communication personnelle, 1985). Dans d'autres zones de talus qui n'ont pas été alimentées directement par des langues glaciaires ou des cours d'eau, la morphologie est soit lisse, comme le talus nord-est de Terre-Neuve (Carter et Schafer, 1983), soit modérément propice aux glissements, ce qui se traduit par une morphologie mature de « crêtes et ravins » (par ex. région du canyon Verril, Piper et al., 1985a). C'est à ce type de région que le modèle de formation de canyon proposé par Farre et al. (1983) semble le mieux correspondre.

La plupart des glacis n'ont pas fait l'objet d'autant d'études que les talus. Il est généralement admis que la morphologie des glacis subit l'action des processus qui ont cours sur le talus adjacent et peut être associée à cette zone lorsque d'importants systèmes de canyons, de ravins et de zones de glissement y sont signalés. Les chenaux se prolongent directement du talus vers le glacis mais les zones adjacentes du glacis sont principalement lisses et non perturbées.

Aucun cône sous-marin distinct n'a été observé sur les glacis de l'Est du Canada, sauf sur le cône Laurentien. Selon plusieurs auteurs, l'absence de cônes serait le résultat du transport et du remaniement des sédiments par le sous-courant occidental côtier, mais l'importance de ce processus dans la formation du glacis continental demeure un sujet de controverse (Emery et Uchupi, 1972).

Le cône Laurentien, comme de nombreux cônes de marge passive, présente un important système de chenaux à levées. Les deux vallées principales du cône Laurentien comportent des levées asymétriques mesurant jusqu'à 900 m de haut, qui conduisent à un grand lobe sableux dans le nord de la plaine Sohm. Des vagues de sédiments s'observent à la base du talus Néo-Écossais, comme dans d'autres zones de glacis de la marge continentale de l'Est du Canada, notamment dans le nord du Labrador (Chough et al., 1985) et dans la région de l'éperon Hamilton (C.T. Schafer, communication personnelle, 1986). Ces formes, considérées modernes, sont perturbées par les « tempêtes » abyssales.

La vaste partie inférieure du cône Laurentien n'a pas été beaucoup étudiée. Les principales vallées du cône se subdivisent en chenaux peu profonds (50 m), à faible relief, dont deux se prolongent jusqu'à la plaine Sohm (Uchupi et Austin, 1979; Stow, 1981). Entre les chenaux, la partie inférieure du cône a une morphologie lisse qui se confond avec la plaine abyssale adjacente. Vilks et al. (1985) ont noté la présence de turbidites sur la plaine abyssale, jusqu'à la latitude très méridionale des Bermudes.

Les milieux océaniques plus profonds du talus, du glacis et des canyons n'ont pas été étudiés en détail en raison de leur profondeur. C'est pourquoi la classification de ces vastes zones est difficile. Néanmoins, plusieurs études portant sur les processus en cours dans ces régions ont été entreprises (Carter et Schafer, 1983; Hill, 1983, 1984a; Piper et al., 1985b; Schafer et al., 1985). D'après ces études, on peut identifier deux types de transport sédimentaire, soit le transport lié aux courants océaniques et celui par gravité. Ces observations sur le transport pourraient constituer la base d'une classification plus rationnelle du milieu abyssal qu'une autre dont le fondement serait la morphologie.

Les bassins océaniques profonds couvrent environ le tiers de la superficie de l'Atlantique Nord (Heezen et Menard, 1963). Le fond d'un bassin océanique comporte des plaines lisses et (quasi) plates, des monts sous-marins, des collines abyssales et des dorsales asismiques dispersées. La dynamique des processus actuels de sédimentation sur les plaines abyssales est étonnamment déterminante pour les sédiments locaux.

Les plaines abyssales sont généralement définies comme la partie du fond océanique qui s'étend au-delà de la marge continentale jusqu'à l'endroit où la pente devient inférieure à 1/1 000 (Heezen et Laughton, 1963). Dans l'Atlantique Nord, la profondeur de l'eau au-dessus de ces plaines varie de 4 500 m à 6 000 m. L'une de ces entités les plus étudiées est la plaine Sohm, située dans le nord-ouest de l'Atlantique près de la marge continentale de l'Est du Canada. Cette vaste plaine en forme de T, dont la base se situe à peu près à 30°N de latitude et 57°W de longitude, a été l'une des premières zones abyssales à faire l'objet de nombreux levés par échosondage en mer profonde (Heezen et al., 1955). Selon les résultats d'études réalisées par Ericson et al. (1952), Heezen et Ewing (1952) et Heezen et al. (1954), les grands courants de turbidité et les décrochements sous-marins sont les processus les plus importants transportant des sédiments vers la plaine abyssale.

Talus et glacis continentaux

P.R. Hill

Les sédiments qui composent le talus et le glacis proviennent principalement des plates-formes adjacentes. Les sédiments sont transportés de la plate-forme jusqu'au sommet du talus durant les tempêtes (Stanley et al., 1972). La partie supérieure des talus de l'Est du Canada est balayée par le courant du Labrador qui s'écoule vers le sud et qui peut transporter sur de grandes distances les sédiments mis en suspension au cours de tempêtes. Ces sédiments sont transportés obliquement vers le bas du talus par les courants parallèles aux isobathes et par gravité (Hill et Bowen, 1983). La majorité des sédiments est transportée dans la couche limite benthique, soit dans les « couches néphéloïdes près du fond » (McCave, 1972). Ces couches sont d'épaisseur métrique.

Des problèmes considérables sont associés aux essais de quantification du transport des sédiments dans les milieux abyssaux. En particulier, il n'a pas encore été possible de caractériser la dynamique de la couche limite de fond et d'estimer les contraintes de cisaillement sur le fond. Carter et Schafer (1983) et Hill et Bowen (1983) ont tenté d'évaluer les vitesses de cisaillement près du fond à partir de celles des courants et de les corréler à la répartition granulométrique des sédiments. Ces deux études ont permis de conclure que le transport de la charge de fond ne se pro-

duit que durant les rares « tempêtes », au nombre de 5 par année. Des données récentes, accumulées dans le cadre du projet HEBBLE réalisé sur le glacis Néo-Écossais, indiquent qu'une seule de ces tempêtes peut être à l'origine de l'érosion et de l'accumulation de plusieurs centimètres de sédiments (Hollister et McCave, 1984).

Les termes « hémipélagites » et « contourites » désignent en gros les produits des courants océaniques de fond et suscitent une certaine controverse (Stow et Piper, 1984) du fait, en partie, qu'ils ont été établis selon des critères à la fois de composition et de genèse. Certaines couches minces de sable holocène sur le glacis Néo-Écossais ont été qualifiées de contourites (Stow et Lovell, 1979), mais la plupart des sédiments holocènes sur les talus et les glacis au large de la côte Est du Canada sont composés de boue pélagique bioturbée, non liée à des processus gravitaires (Carter et Schafer, 1983; Hill, 1984a, b; Hollister et McCave, 1984). Ces sédiments peuvent se distinguer des turbidites produites par gravité par leur texture, leur fabrique et leur pétrographie (Stow, 1979). Lorsque des courants de turbidité dilués cessent d'être confinés, leur vitesse diminue rapidement et les sédiments en suspension peuvent alors être transportés par les courants de fond et prendre l'apparence de sédiments hémipélagiques (Hill, 1984b). Par conséquent, certains dépôts peuvent être caractérisés par une gradation latérale par suite de changements dans les conditions d'écoulement.

Les travaux de Hollister et McCave (1984) sur le glacis Néo-Écossais indiquent que les possibilités de préservation des figures sédimentaires produites par les courants même les plus forts sont très faibles, en raison du taux d'accumulation peu élevé et de la bioturbation importante. Dans le nord-ouest de l'Atlantique, dans les parties où l'action des courants prédomine, les meilleures méthodes de quantification des processus semblent être celles qui adoptent une approche pluridisciplinaire, considérant la sédimentologie, la paléontologie et la datation isotopique (Hollister et McCave, 1984; Schafer et al., 1985).

Le mouvement gravitaire des sédiments vers le bas des pentes comprend une suite de processus allant de la reptation lente avec déformation des couches aux glissements de translation, coulées de débris et courants de turbidité (Nardin et al., 1979). Dans la région du cône Laurentien, on observe des traces de la formation d'un courant de turbidité provoqué par le séisme de 1929 dans les Grands Bancs. Le fait d'avoir attribué des ruptures de câbles à un courant de turbidité traversant le cône Laurentien (Heezen et Ewing, 1952) a constitué une étape importante de la validation du processus d'abord proposé par Kuenen et Migliorini (1950). Des levés par balayage latéral Seamarc du cône Laurentien révèlent la présence de vagues de sédiments de la taille du gravier sur le fond de la vallée Eastern (Piper et al., 1985b), attestant de la grande vitesse du courant. Des études stratigraphiques récentes des talus et glacis continentaux situés au large de la côte Est du Canada ont démontré que les processus de transport gravitaire ont été beaucoup plus importants au cours du dernier intervalle glaciaire que durant l'Holocène.

La présence de canyons et de petites vallées sous-marines sur les pentes et les glacis de l'Est du Canada (Hill, 1983; Piper et al., 1984; Piper et Sparkes, 1987; H. Josenhans, communication personnelle, 1986) est une autre indication de l'importance des courants de turbidité. Les canyons qui découpent les marges Néo-Écossaise et du Labrador sont probablement alimentés en sable par des processus de transport actif sur la partie externe des bancs de plates-formes. D'autres vallées plus petites ont pu être formées par des glissements (Farre et al., 1983), mais peuvent également avoir été le site d'anciens courants de turbidité (Hill, 1983).

Plaine abyssale

D.E. Buckley

Des études sur les mécanismes de dispersion des sédiments en provenance des plates-formes continentales, principalement sous forme de cônes abyssaux, montrent que les plaines abyssales distales reçoivent surtout des sédiments à grain fin tandis que les sables se déposent plus fréquemment sur le talus inférieur ou le glacis dans une plaine de bassin lobée (Horn et al., 1971; Piper, 1978; Piper et al., 1984). Par contre, Pilkey et al. (1980) affirment que les sédiments sableux continentaux peuvent s'étendre jusqu'à 1 500 km au-delà de la marge continentale la plus proche.

En plus du cône Laurentien, le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique a été déterminant dans la dynamique des sédiments abyssaux. Ce canyon, qui s'étend sur 3 800 km, du détroit d'Hudson jusqu'à la partie septentrionale de la plaine Sohm en passant par la mer du Labrador, comporte des formes analogues à celles des chenaux fluviaux subaériens comme des dépôts de débordement ou des levées naturelles (Chough et Hesse, 1976, 1980). Le canyon a pu être la voie empruntée par des matériaux terrigènes à grain grossier qui auraient été transportés sur toute sa longueur au cours du Pléistocène. Ce système semble maintenant inactif dû au niveau élevé de la mer.

Vilks et al. (1985) ont souligné que les sédiments déposés sur la plaine Sohm durant les périodes de sédimentation faible, entrecoupant d'importants phénomènes de turbidité, provenaient probablement de monts sous-marins et de plates-formes abyssales des environs. Stanley et Taylor (1981) ainsi que Stanley et al. (1981) ont identifié des débris volcaniques dérivés de sources locales du nord-ouest de l'Atlantique, qui se trouvaient dans des sédiments de la plaine Sohm. Biscaye et Eittreim (1977) ont montré que de grandes quantités de sédiments en suspension ont été transportées dans la couche néphéloïde sur toute la largeur des parties septentrionales et centrales de la plaine Sohm. Pour déterminer la direction de transport de cette couche néphéloïde, on se base souvent sur les courants océaniques profonds dominants, comme le sous-courant occidental côtier, qui peuvent transporter des sédiments à grain fin de la mer du Labrador jusqu'au seuil des Bermudes. Hollister et McCave (1984) ont proposé un autre mécanisme pour expliquer la dispersion des sédiments dans les bassins océaniques profonds, soit « des impulsions épisodiques de courants abyssaux ». Ils ont qualifié ces événements de « tempêtes » océanographiques, dont les courants sont suffisamment forts pour remettre en suspension de grandes quantités de sédiments du fond océanique et pour les redéposer des centaines à des milliers de kilomètres plus loin. Ces événements pourraient éroder de façon importante certaines zones du seuil des Bermudes et former des séquences de sédiments déplacés dans les bassins océaniques profonds. Ces mécanismes peuvent avoir été à l'origine du dépôt de sédiments à foraminifères planctoniques subtropicaux durant l'Holocène, dans la partie sud de la plaine Sohm (Vilks et al., 1985).

À mesure que de nouvelles données sont accumulées sur la nature des sédiments abyssaux et les processus qui favorisent leur dépôt, il faudra élaborer de nouveaux modèles de faciès. En fait, les modèles de faciès qui ont été utilisés pour interpréter d'anciens sédiments abyssaux devront être modifiés pour que les géologues puissent interpréter correctement ces milieux de sédimentation.

RÉSUMÉ

C.L. Amos

Les travaux de recherche sur la sédimentologie des clastites marines actuelles, au large de la côte Est du Canada, sont axés principalement sur l'étude des milieux sédimentaires et des dépôts associés et sur la compréhension de la dynamique de la sédimentation. On cherche à établir un lien entre un processus particulier ou une suite de processus et le comportement des sédiments. Bien que les caractéristiques des sédiments comme leur structure interne peuvent n'être associées qu'à un seul processus, ce dernier ne peut constituer le critère de détermination du milieu de sédimentation. De plus, de nombreuses autres propriétés des sédiments, comme la granulométrie et le triage, peuvent avoir été produites par divers mécanismes, ce qui rend ambiguë l'interprétation d'un seul faciès. Par conséquent, il faut déterminer une «séquence stratigraphique probable» résultant de la migration latérale des sous-milieux adjacents actuels. Pour ce faire, les processus d'évolution sont accélérés et projetés linéairement dans le futur. Mais comme les événements qui prédominent sur la côte Est (les tempêtes et les processus liés à la présence de glace) sont essentiellement aléatoires, il ne sera jamais possible d'établir une correspondance parfaite entre la stratigraphie détaillée des sédiments modernes et anciens. Si ce fait est véridique, la valeur des interprétations géologiques fondées sur des études de sédiments récents est sûrement limitée, mais jusqu'à quel point? A-t-on déjà dépassé la limite?

Il se peut que la limite ait été atteinte pour la stratigraphie classique et les reconstitutions paléogéographiques à partir des descriptions de faciès, mais une nouvelle voie s'annonce en ce qui concerne la quantification des événements géologiques. Cette percée est attribuable aux progrès importants accomplis en chronologie quaternaire (voir le chapitre 10) qui ont permis d'établir un lien entre les échelles de temps géologiques et celle des temps modernes. Ce lien est de plus en plus précis et les études sur le comportement des sédiments actuels seront d'une importance plus grande en stratigraphie dynamique. Les paragraphes suivants présentent un résumé des domaines où il reste à accomplir des progrès importants dans l'étude et l'application des processus actuels de sédimentation.

La nature et la genèse des sables marins peu profonds ont été passés en revue par Walker (1984), qui a démontré que de nombreux concepts sur les sédiments récents pouvaient être énoncés à l'aide d'observations faites sur la stratigraphie des roches sédimentaires. Mais aux analyses des roches sédimentaires et des sédiments récents, il faut ajouter l'étude de la stratigraphie quaternaire pour faire le lien entre les sédiments récents et anciens. La stratigraphie des roches sédimentaires renseigne sur le produit de la sédimentation (les roches) mais donne peu d'indications sur son cadre chronologique. Quant aux sédiments récents, ils fournissent des indices sur l'échelle de temps et le processus de sédimentation, mais la séquence qui sera conservée doit être établie par inférence. Cependant, à l'aide des sédiments quaternaires, il est possible de déterminer l'échelle de temps, le processus et le résultat. Les sédimentologistes de l'avenir seront formés sur la considération de ces trois aspects.

Certains points de la sédimentologie des plates-formes actuelles devraient faire l'objet de travaux de recherche. Ce sont entre autres le rôle des tempêtes violentes mais peu fréquentes dans le transport du sable vers le large au-dessus de la plate-forme; les mécanismes à l'origine des stratifications obliques bosselées; la conservation vraisemblable d'îles barrières après leur submersion; et le rôle de la transgression holocène sur le faciès sédimentaire de la plate-forme. Le manque de données du moment est attribuable, en partie, au trop petit nombre de mesures disponibles sur le transport des sédiments de la plate-forme. Stubblefield et al. (1984) et Swift et al. (1984) ont déterminé la lithostratigraphie des séquences de la plate-forme continentale du New Jersey. Ces séquences sont composées en grande partie de figures sédimentaires de fond de grande échelle. Il existe cependant un désaccord considérable sur l'interprétation de la genèse des crêtes et sur les structures sédimentaires résultantes. Ces masses de sable sont-elles «récentes» ou «résiduelles» et quels sont les processus favorisant la formation et la préservation d'une telle séquence?

Il est difficile de comparer des observations faites en milieu marin avec les résultats d'études en laboratoire, reproduisant les conditions dans des canaux de simulation, par exemple. En outre, il n'existe pas de correspondance entre les façons dont les sédiments sont décrits au large et sur le continent. Au large, des techniques acoustiques sont généralement utilisées pour déterminer les caractéristiques des sédiments. La plus grande précision possible des techniques sismiques se limite toutefois à environ 10 cm et les propriétés acoustiques ne peuvent pas être correlées de façon univoque aux propriétés des sédiments. Par conséquent, les éléments-clés comme les changement horizontaux de faciès et les détails des structures sédimentaires sont souvent difficiles à mesurer. Ce n'est que dans des sous-milieux où l'on peut prélever de gros échantillons carrés que ce manque de correspondance dans la description des sédiments peut être comblé. Malheureusement, il n'est pas possible, avec les techniques actuelles, d'échantillonner des substrats sableux sans les perturber.

Le fond marin est continuellement modifié par les conditions hydrauliques changeantes. Ces changements sont particulièrement importants sur les plates-formes affectées par les tempêtes, comme celles de l'Est du Canada. Par conséquent, il est pratiquement impossible de prévoir les contraintes sur le fond et la dispersion résultante des sédiments; seules des évaluations déterministes (Martec Limited, rapport non publié, 1982) ou probabilistes (Gumbel, 1954; Pugh et Vassie, 1980) de ces facteurs peuvent être produites. Dans des milieux où l'action des marées prédomine comme dans la baie de Fundy, ce problème est moins grave étant donné que les contraintes de cisaillement sur le fond, modulées par la marée, sont continues et peuvent être reproduites. Toutefois, même dans ces milieux, l'effet des vagues et des courants de tempête superposés aux effets des marées peuvent augmenter considérablement la mobilité des matériaux (Owen et Thorn, 1978) et modifier la nature des sédiments de fond. Cela

s'applique également à la plaine abyssale où un remaniement important des sédiments peut s'effectuer sur de courtes périodes. Par conséquent, dans presque tous les milieux, les sédiments de fond subissent un certain nombre de processus qui limitent l'importance de l'action des « tempêtes ou des « marées ». Des observations préliminaires sur la plate-forme Néo-Écossaise indiquent un manque de corrélation entre les configurations du vent et de l'écoulement près du fond; il reste toutefois à analyser les données disponibles sur les courants de tempête. La simulation numérique des écoulements de tempête ne semble pas être une méthode concluante pour prévoir le transport des sédiments, en particulier dans les régions où la bathymétrie est complexe. Ainsi, des mesures directes de la stabilité du fond océanique pourraient-elles être valables?

Les observations concomitantes sur l'apport sédimentaire, les processus ayant cours sur le fond marin et le mode de formation des figures sédimentaires sous-marines sont limitées à la zone côtière (Bowen, 1980a, b). Une seule série de mesures a été faite sur la plate-forme continentale de l'Est du Canada (Seaconsult Marine Research Ltd., 1986). Comme les autres tentatives de mesures de Gadd et al. (1978), Heathershaw (1981), Lees et Heathershaw (1981) ainsi que Hollister et McCave (1984) n'ont pas été concluantes, l'action des processus actuels sur la mobilité et la modification des sédiments doit être déterminée par inférence à partir de l'étude des processus géologiques à long terme ou des figures sédimentaires sous-marines.

McDowell et O'Connor (1977) ont décrit des méthodes numériques qui pourraient s'appliquer à l'étude des estuaires à marée, comme celui de la baie de Fundy où l'on a obtenu de bons résultats. Sur les plates-formes continentales, il n'a pas été possible de procéder de la même façon du fait d'une base de données inadéquate et de la présence inévitable de trois ou quatre limites ouvertes. Comme la plupart des hypothèses et des simplifications concernent la définition des limites ouvertes et la caractérisation des séquences chronologiques, les limites de confiance sont très larges (Huntley, 1982). D'autres erreurs sont engendrées par l'incapacité de définir de façon appropriée la nature et la répartition des sédiments du fond marin. L'intégration de la forme, de la taille et de la densité des particules en une « vitesse de chute normale » permet de remédier partiellement à ce problème. Mais les algorithmes de transport des sédiments les plus utilisés font intervenir une taille et une densité unimodales pour reproduire le caractère hydraulique des sédiments naturels (Bagnold, 1963; Yalin, 1963; Engelund et Hansen, 1967). Un problème se pose lorsque les distributions granulométriques sont bimodales ou trimodales, comme c'est le cas dans le bassin des Mines (Long, 1979), et lorsque la texture des sédiments change sur des distances d'à peine quelques dizaines de mètres, comme sur les bancs des plates-formes Néo-Écossaise et du Labrador.

Dans l'Est du Canada, la côte de l'Atlantique a subi les effets d'importantes glaciations qui ont décapé une grande partie de la couverture sédimentaire. La séquence littorale des sédiments superficiels a été étudiée en détail par Boyd et al. (1987) et par Forbes et Taylor (1987). La stratigraphie présente de nombreuses similarités avec celle de régions non englacées, malgré de nettes différences pour ce qui est de l'origine des sédiments et du cadre régional. Les études futures devront viser l'analyse de la stratigraphie détaillée de la zone littorale, de son lien avec celle de la côte et de la plate-forme continentale ainsi que des structures révélatrices d'une activité glaciaire antérieure.

L'Est du Canada présente de nombreux milieux où la glace est le principal agent d'érosion, comme la plate-forme du Labrador (décrite par Barrie et Josenhans dans le présent chapitre) et les fjords de l'île de Baffin (Syvitski, le présent chapitre). On sait peu de choses sur les effets de la glace de mer sur les sédiments des chenaux de l'archipel arctique et sur l'action des icebergs sur les faciès sédimentaires des plates-formes.

Les processus de sédimentation en zone abyssale semblent être rares et imprévisibles. Des études réalisées par Hollister et McCave (1984) au large du glacis Néo-Écossais ont permis de décrire un milieu très actif où des tempêtes abyssales vannent et rident le fond marin. Les travaux futurs devront traiter des problèmes liés à l'étude de ce milieu sur des périodes suffisamment longues pour observer la formation de faciès. De même, le recours à des modèles de simulation des processus actifs à long terme pourrait s'avérer une méthode valable pour la définition des processus abyssaux d'importance géologique.

RÉFÉRENCES

Aitken, A.E.
1982 : Biophysical processes on the intertidal flats of Panquirtung Fiord, Baffin Island, Northwest Territories; M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 229 p.

Alam, M. and Piper, D.J.W.
1981 : Detrital mineralogy and petrology of deep water continental margin sediments off Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1336-1345.

Allen, J.R.L.
1970 : Physical Processes of Sedimentation; George Allen and Unwin, London, 248 p.
1982 : Longitudinal bedforms and secondary flows; in Sedimentary Structures : Their Character and Physical Basis, Volume 2, ed. J.R.L. Allen; Elsevier, New York, 2, p. 1-52.

Allen, J.R.L. and Banks, N.L.
1972 : An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed crossbedding; Sedimentology, v. 19, p. 257-284.

Amos, C.L.
1978 : The post glacial evolution of the Minas Basin, Nova Scotia. A sedimentological interpretation; Journal of Sedimentary Petrology, v. 48, p. 965-982.
1983 : CSS Dawson cruise report 83-026, Sable Island Bank and Banquereau; Internal Report, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, 7 p.
1985 : CSS DAWSON cruise report 84-005, Sable Island Bank and Banquereau; Internal Report, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, 11 p.
1985 : PANDORA II cruise report (20-26 May, 1985) - Sable : Internal Report, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, 7 p.
1989 : Quaternary sediments and bedforms of the Scotian Shelf observed from the submersible Pisces IV; in Submersible Observations off the East Coast of Canada, D.J.W. Piper (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 88-20, p. 9-26.

Amos, C.L. and Asprey, K.W.
1979 : Geophysical and sedimentary studies in the Chignecto Bay system, Bay of Fundy; a progress report; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 245-252.
1981 : An interpretation of oceanographic and sediment data from Upper Bay of Fundy; Report Series/B1-R-81-15/September 1981, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, 143 p.
1982 : Report on CSS Dawson cruise 82-040, Sable Island Bank; Internal Report, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, 112 p.

Amos, C.L. and King, E.L.
1984 : Bedforms of the Canadian eastern seaboard; A comparison with global occurrences; Marine Geology, v. 57, p. 167-208.

Amos, C.L. and Knoll, R.
1987 : The Quaternary sediments of Banquereau, Scotian Shelf; American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 99, p. 244-260.

Amos, C.L. and Long, B.F.N.
1980 : The sedimentary character of the Minas Basin, Bay of Fundy; in The Coastline of Canada; Littoral Processes and Shore Morphology, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 123-152.

Amos, C.L. and Mosher, D.C.
1985 : Erosion and deposition of fine-grained sediments from the Bay of Fundy; Sedimentology, v. 32, p. 815-832.

Amos, C.L. and Zaitlin, B.A.
1985 : The effect of changes in tidal range on a sublittoral macrotidal sequence, Bay of Fundy; Geo-Marine Letters, v. 4, p. 161-169.

Amos, C.L., Bowen, A.J., Huntley,D.A., and Lewis, C.F.M.
1988 : Ripple generation under the combined influences of waves and currents on the Canadian Continental Shelf; Continental Shelf Research, v.8, p. 1129-1153.

Armon, J.W.
1975 : The dynamics of a barrier island chain, Prince Edward Island, Canada; Ph.D. thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario, 546 p.
1979 : Landward sediment transfers in a transgressive barrier island system, Canada; in Barrier Islands, ed. S.P. Leatherman; Academic Press, New York, p. 65-79.
1980 : Changeability in small flood tidal deltas and its effects, Malpeque barrier system, Prince Edward Island; in The Coastline of Canada, Littoral Processes and Shore Morphology, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 41-50.

Armon, J.W. and McCann, S.B.
1977 : Longshore sediment transport and a sediment budget for the Malpeque barrier system, southern Gulf of St. Lawrence; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2429-2439.
1979 : Morphology and landward sediment transfer in a transgressive barrier island system, southern Gulf of St. Lawrence, Canada; Marine Geology, v. 31, p. 333-344.

Bagnold, R.A.
1962 : Auto suspension of transported sediment, turbidity currents; Proceedings of the Royal Society of London, Series A, v. 265, p. 315-319.
1963 : Mechanics of marine sedimentation; in The Sea, ed. M.N. Hill; Wiley-Interscience, New York, p. 507-553.
1966 : An approach to the sediment transport problem from general physics; United States Geological Survey, Professional Paper 422-I, 37 p.

Baker, S.R. and Friedman, G.M.
1973 : Sedimentation in an Arctic marine environment; Baffin Bay between Greenland and the Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 471-498.

Barnes, N.E. and Piper, D.J.W.
1978 : Late Quaternary geological history of Mahone Bay, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 586-593.

Barrie, C.Q. and Piper, D.J.W.
1982 : Late Quaternary marine geology of Makhovik Bay, Labrador; Geological Survey of Canada, Paper 81-17, 37 p.

Barrie, J.V.
1980 : Iceberg/seabed interaction, northern Labrador Sea; Annals of Glaciology, v. 1, p. 71-76.
1983 : Sedimentary processes and the preservation of iceberg scours on the eastern Canadian continental shelf; in Proclamations of the 7th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, Volume 4 (POAC 1983), Helsinki, Finland, v. 4, p. 635-653.

Barrie, J.V., Lewis, C.F.M., Fader, G.B., and King, L.H.
1984 : Seabed processes on the northeastern Grand Banks of Newfoundland; modern reworking of relict sediments; Marine Geology, v. 57, p. 209-227.

Barrie, W.D. and Associates
1985 : Coastal geomorphology and processes, northwestern Bathurst Island group, N.W.T. (1982); Geological Survey of Canada, Open File 1146, 106 p.

Barry, R.G., Crane, R.G., Koche, C.W., Locke, W.W., and Miller, G.M.
1977 : The coastal environment of southern Baffin Island and northern Labrador-Ungava; Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, Colorado, 166 p.

Basham, P.W. and Adams, J.
1982 : Earthquakes hazards to offshore development on the eastern Canadian continental shelves; in Proceedings of the Second Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, June 1982, Halifax, Nova Scotia.
1983 : Earthquakes on continental margin of eastern Canada — Need future large events be confined to the location of large historical events; United States Geological Survey, Open File Report 83-843, p. 456-467.

Belderson, R.H., Kenyon, N.H., and Wilson, J.B.
1973 : Iceberg plough marks in the Northeast Atlantic; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 13, p. 215-224.

Bellefontaine, L., Pritchard, J., and Reiniger, B.
1982 : Atlas of Physical Oceanographic Data for the Gulf Stream System — 1972 : Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, No. 15, Atlantic Oceanographic Laboratory, Ocean Science and Surveys, Atlantic Department of Fisheries and Oceans, November 1982, 114 p.

Berthois, L.
1969 : Contribution à l'étude sédimentologique du Kangerdlugssuaq, côte ouest du Groenland; Meddelelser om Gronland, v. 187, n. 1, 118 p.

Bird, J.B.
1967 : The Physiography of Arctic Canada; Johns Hopkins Press, Baltimore, 336 p.

Biscaye, D.E. and Eittreim, S.E.
1977 : Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layer on the abyssal Atlantic Ocean; Marine Geology, v. 23, p. 155-172.

Blake, W., Jr.
1975 : Radiocarbon age determinations and postglacial emergence at Cape Storm, Southern Ellesmere Island, Arctic Canada; Geografiska Annaler, v. 57, 71 p.

1977: Iceberg concentrations as an indicator of submarine moraines, eastern Queen Elizabeth Islands, District of Franklin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 77-B, p. 281-286.

Blatt, H., Middleton, G., and Murray, R.
1980: Origin of Sedimentary Rocks; Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 782 p.

Boczar-Karakiewicz, B. and Bona, J.L.
1986: Wave dominated shelves: A model of sand-ridge formation by progressive, infragravity waves; in Shelf Sands and Sandstones, ed. R.J. Knight and J.R. McLean; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 11, p. 160-179.

Boczar-Karakiewicz, B., Paplinska, B., and Winjecki, J.
1981: Formation of sand bars by surface waves in shallow water: Laboratory experiments; Rozprawy Hydrotechniczne, v. 41, p. 111-125.

Boothroyd, J.C. and Hubbard, D.K.
1975: Genesis of bedforms in mesotidal estuaries; in Estuarine Research, Volume 2, Geology and Engineering, ed. L.E. Cronin; Academic Press, New York, p. 217-234.

Bowden, K.F.
1967: Circulation and diffusion; in Estuaries, ed. S.H. Lauff; American Association for the Advancement of Science, v. 83, p. 15-36.

Bowen, A.J.
1980a: Simple models of nearshore sedimentation: beach profiles and longshore bars; in The Coastline of Canada, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 1-11.
1980b: Basic nearshore processes: Short course lecture notes, no. 4, National Research Council, Ottawa, 45 p.

Bowen, A.J. and Huntley, D.A.
1984: Waves, long waves and nearshore morphology; Marine Geology, v. 60, p. 1-13.

Bowen, A.J. and Inman, D.L.
1971: Edge waves and crescentic bars; Journal Geophysical Research, v. 76, p. 8662-8671.

Bowen, A.J., Edmond, D.P., Piper, D.J.W., and Welsh, D.A.
1975: The maintenance of beaches; Technical Report, Institute of Environmental Studies, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 582 p.

Bowen, A.J., Normark, W.R., and Piper, D.J.W.
1984: Modelling of turbidity currents on Navy submarine fan, California continental borderland; Sedimentology, v. 31, p. 169-185.

Boyd, R., Bowen, A.J., and Hall, R.K.
1987: An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia, Chapter 4; in Glaciated Coasts, ed. D. Fitzgerald and P.S. Rosen; Academic Press, Toronto, p. 88-114.

Boyd, R., Hall, R.K., and Bowen, A.J.
1982: Transgressive coastal sedimental along the Eastern Shore, Nova Scotia; in Proceedings of the Atlantic Coastal Erosion and Sedimentation Workshop, Halifax, Nova Scotia, p. 15-22.

Boyer, D., Theakston, J., and Tse, S.
1975: Study of sand dunes at Oromocto Island on Saint John River; University of New Brunswick, Fredericton, Department of Civil Engineering, Internal Report CE 6971, 13 p.

Bryant, E.A. and McCann, S.B.
1973: Long and short term changes in the barrier islands of Kouchibouguac Bay, southern Gulf of St. Lawrence; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1582-1590.

Budgell, W.P.
1982: Spring-neap variation in the vertical stratification of Chesterfield Inlet, Hudson Bay; Le Naturaliste Canadien, v. 109, p. 709-718.

Butman, B.
1982: Currents and sediment movement on Georges Bank; in Georges Bank: Past, Present and Future of a Marine Environment, ed. G.C. McLeod and J.H. Prescott; Westview Press, Boulder, Colorado, p. 31-59.

Butman, B., Nobel, M., and Folger, D.W.
1979: Long term observations on bottom current and bottom sediment movement on the mid-Atlantic shelf; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 1187-1205.

Caldwell, D.R. and Chriss, T.M.
1979: The viscous sublayer at the seafloor; Science, v. 205, p. 1131-1132.

Canadian Hydrographic Service
1978: Sailing Directions, Arctic Canada; Canada Hydrographic Service, Department of Fisheries and the Environment, Ottawa, Canada. Volume II, 3rd Edition, 298 p.

Carter, L.
1979: Significance of unstained and stained gravel on the Newfoundland continental slope and rise; Journal of Sedimentary Petrology, v. 49, p. 1147-1158.

Carter, L. and Schafer, C.T.
1983: Interaction of the Western Boundary Undercurrent with the continental margin off Newfoundland; Sedimentology, v. 30, p. 751-768.

Carter, L., Schafer, C.T., and Rashid, M.A.
1979: Observations on depositional environments and benthos of the continental slope and rise, east of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 831-846.

Carter, T.G., Liu, P.L.F., and Mei, C.C.
1973: Mass transport by waves and offshore sand bedforms; American Society of Civil Engineers, Journal of Waterways, Harbors, and Coastal Engineering Division, WW2, p. 165-184.

Castro, G.
1975: Liquefaction and cyclic mobility of saturated sands; Journal of the Geotechnical Engineering Division, Proceedings of American Society of Civil Engineers, GT6, Paper 11388, p. 511-569.

Castro, G. and Poulos, S.J.
1977: Factors affecting liquefaction and cyclic mobility; Journal of the Geotechnical Engineering Division, Proceedings of American Society of Civil Engineers, GT6, Paper 12994, p. 501-516.

Cataliotti-Valdina, D. and Long, B.F.N.
1983: Évolution du débit liquide et de la charge solide d'un estuaire sub-boréal, rivière St-Jean, Québec (Côte nord du golfe du Saint-Laurent); Journal canadien des sciences de la Terre, v. 20, p. 184-194.
1984: Évolution estuarienne d'une rivière régularisée en climat subboréal; la rivière aux Outardes (côte nord du golfe du Saint-Laurent, Québec); Journal canadien des sciences de la Terre, v. 21, p. 25-34.

Champagne, P.
1982: Morphologie littorale de la baie de Rupert; Le Naturaliste Canadien, v. 109, p. 375-384.

Chough, S.K. and Hesse, R.
1976: Submarine meandering thalweg and turbidity currents flowing for 4000 km in the northwest Atlantic mid-ocean channel, Labrador Sea; Geology, v. 4, p. 529-533.
1980: The northwest Atlantic mid-ocean channel of the Labrador Sea; III Head spill vs. body spill deposits from turbidity currents on natural levees; Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 227-234.

Chough, S.K., Mosher, D.C., and Srivastava, S.P.
1985: Ocean Drilling Program (O.D.P.) Site Survey (Hudson 84-030) in the Labrador Sea: 3.5 kHz Profiles; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 33-41.

Christian, J.T., Taylor, P.K., Yen. J.K.C., and Erali, D.R.
1974: Large diameter underwater pipeline for nuclear power plant designed against soil liquefaction; 6th Annual Offshore Technology Conference, Houston, Texas, v. 2, p. 597-602.

Church, M.
1972: Baffin Island sandurs; a study of arctic fluvial processes; Geological Survey of Canada, Bulletin 216, 208 p.
1978: Paleohydrological reconstructions from a Holocene valley fill; in Fluvial Sedimentology, ed. A.D. Miall; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 743-772.

Church, M. and Ryder, R.M.
1972: Paraglacial sedimentation; a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation; Geological Survey of America, v. 83, p. 3059-3072.

Church, M., Stock, R.F., and Ryder, R.M.
1979: Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, Northwest Territories, Canada; debris slope accumulation; Arctic and Alpine Research, v. 11, p. 371-402.

Clifton, H.E.
1976: Wave-formed sedimentary structures; a conceptual model; in Beach and Nearshore Sedimentation, ed. R.A. Davis and R.L. Ethington; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 126-148.

Cole, P. and Miles, G.V.
1983: Two dimensional model of mud transport; Journal of Hydraulic Engineering, v. 109, p. 1-12.

Coleman, J.M., Suhayda, J.N., and Dawson, T.H.
1980: Determination of elastic shear modulus of marine sediments from wave theory and field measurements; in Proceedings of the 12th Annual Offshore Technical Conference, May 5-8, 1980, Houston, Texas, 3811, p. 171-178.

Cook, H.E., Field, M.E., and Gardner, J.V.
1982 : Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes; in Sandstone Depositional Environments, ed. P.A. Scholle and D. Spearing; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31, p. 329-364.

Cooks, D.O., Bell, D.L., Willett, C.F., Wilkins, R.L., and Jackimovicz, J.
1976 : Surficial sediments and sand and gravel deposits of inner Massachusetts Bay; Maritime Sediments, v. 12, p. 9-16.

Creutzberg, F. and Postma, H.
1979 : An experimental approach to the distribution of mud in the southern North Sea; Netherlands Journal of Sea Research, v. 13, p. 99-116.

Curray, J.R.
1969 : History of continental shelves; in The New Concepts of Continental Margin Sedimentation 1969, ed. D.J. Stanley; American Geological Institute, p. JC-VI-1 to JC-VI-18.

Dalrymple, R.W.
1977 : Sediment dynamics of macrotidal sand bars, Bay of Fundy; Ph.D. thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario, 635 p.
1979 : Wave induced liquefaction : a modern example from the Bay of Fundy; Sedimentology, v. 26, p. 835-844.

Dalrymple, R.W., Knight, R.J., and Lambiase, J.J.
1978 : Bedforms and their hydrodynamic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada; Nature, v. 275, no. 5676, p. 100-104.

Damuth, J.E., Tucholke, B.E., and Coffin, M.F.
1979 : Bottom processes on the Nova Scotia continental rise revealed by 3.5 Khz echo character; EOS, v. 60, p. 855.

d'Anglejan, B.F.
1971a : Submarine sand dunes in the estuary of the St. Lawrence River; Geological Society of America, Abstracts with programs, v. 3, p. 536-537.
1971b : Submarine sand dunes in the St. Lawrence Estuary; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1480-1486.
1980 : Effects on seasonal changes on the sedimentary regime of a subarctic estuary, Rupert Bay (Canada); Sedimentary Geology, v. 26, p. 51-68.
1982 : Patterns of recent sedimentation in the Eastmain Estuary, prior to river cut-off; Le Naturaliste Canadien, v. 209, p. 363-374.

d'Anglejan, B. F. and Ingram, R.G.
1976 : Time-depth variations in tidal flux of suspended matter in the St. Lawrence estuary; Estuarine and Coastal Marine Science, v. 4, p. 1-16.
1984 : Near bottom variations of turbidity in the St. Lawrence estuary; Estuarine Coastal and Shelf Science, v. 19, p. 655-672.

d'Anglejan, B.F. and Smith, E.C.
1973 : Distribution transport and composition of suspended matter in the St. Lawrence Estuary; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1380- 1396.

Davidson-Arnott, R.G.D. and Greenwood, B.
1974 : Bedforms and structures associated with bar topography in the shallow-water wave environment, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada; Journal of Sedimentary Petrology, v. 44, p. 698-704.
1976 : Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada; in Beach and Nearshore Sedimentation, ed. R.A. Davis and R.L. Ethington; Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 24, p. 149-168.

Davidson-Arnott, R.G.D. and Randall, D.C.
1984 : Spatial and temporal variations in spectra of storm waves across a barred nearshore; Marine Geology, v. 60, p. 15-30.

Davies, A.G.
1983 : Wave interactions with rippled sand beds; in Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas, ed. B. Johns; Elsevier, Amsterdam, p. 1-66.

Davies, J.L. (ed.)
1980 : Geographical Variation in Coastal Development (2nd Edition); Longman, New York, 212 p.

Davis, R.A., Jr., Fox W.T., Hayes, M.O., and Boothroyd, J.C.
1972 : Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments; Journal of Sedimentary Petrology, v. 42, p. 412-421.

Dawson, T.H., Suhayda, J.N., and Coleman, J.M.
1981 : Correlation of field measurements with elastic theory of seafloor response to surface waves; 13th Annual Offshore Technical Conference, Paper 3973, p. 201-210.

Delure, A.M.
1983 : The effect of storms on sediment in Halifax harbour, Nova Scotia; M.Sc. Thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia.

Dionne, J.C.
1980 : An outline of the eastern James Bay coastal environments; in The Coastline of Canada, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 311-338.
1972 : Caractéristiques des schorres des régions froides, en particulier de l'estuaire du Saint-Laurent; in International Geography 1972 – La Géographie Internationale 1972, 22nd International Geographical Congress, 22e Congrès International de Géographie, Papers, v. 2, p. 1027.

Dolan, R., Hayden, B., Hornberger, G., Zieman, J., and Vincent, M.
1972 : Classification of the coastal environments of the world, Part I, The Americas; University of Virginia, Department of Environmental Science, Technical Report 1, 163 p.

Drapeau, G.
1970 : Sand waves on Browns Bank observed from the shelf diver; Maritime Sediments, v. 6, p. 90-101.
1980 : Shoreline evolution of the northern end of Îles-de-la Madeleine; in Proceedings of the Canadian Coastal Conference 1980, Associate Committee for Research on Shoreline Erosion and Sedimentation, National Research Council of Canada, Ottawa, p. 294-308.

Drapeau, G. and King, L.H.
1972 : Surficial geology of the Yarmouth – Browns Bank map area; Geological Survey of Canada, Paper 72-24, 6 p.

Dubois, J.M.M.
1973 : Essai de classification géomorphologique d'une côte en vue d'une utilisation en génie côtier; Département de Géographie, Université de Sherbrooke, Bulletin de Recherche, n° 10, 96 p.
1980 : Géomorphologie du littoral de la côte nord du Saint-Laurent : Analyse Sommaire; in The Coastline of Canada : Littoral Processes and Shore Morphology, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 215-238.
1983 : Géologie des formations en surface et géomorphologie de la zone côtière de la moyenne côte nord du Saint-Laurent (12L, 22I, 22J) avec description de forages; Commission géologique du Canada, Dossier public 959, 123 p.

Dubois, J.M.M., Desmarais, D., Brouillette, S., Perras, G.L., Tremblay, L., Larivière, F., Lessard, D. et Lessard, G.
1984 : La mer de Goldthwait sur la côte nord du Saint-Laurent : Harrington Harbour (12J), Musquaro (12K), Saint-Augustin (12O), Blanc-Sablon (12P); Commission géologique du Canada, Dossier public 1045.

Dubois, J.M.M., Gwyn, Q.H.J., Gratton, D., Painchaud, A., Perras, S., Cadieux, R., Saint-Pierre, L. et Bigras, P.
1985 : Géologie des formations en surface et géomorphologie de l'île d'Anticosti, Québec; Commission géologique du Canada, Dossier public 1132.

Dumas, F. and Lee, K.L.
1980 : Cyclic movements of offshore structures on clay; Journal of the Geotechnical Engineering Division, Proceedings of American Society of Civil Engineers, GT8, Paper 15655, p. 877-897.

Dyer, K.R.
1973 : Estuaries; A Physical Introduction; J. Wiley and Sons, London, 140 p.

Dyke, A.S.
1979 : Radiocarbon-dated Holocene emergence of Somerset Island, central Canadian Arctic; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 307-318.

Eastern Ecological Research Limited
1978 : Ecological land classification system, Cape Breton Highlands National Park : Environmental components; Parks Canada, Halifax, Nova Scotia.

Elverhoi, A., Liestol, O., and Nagy, J.
1980 : Glacial erosion, sedimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsbergen; Norsk Polarinstitutt, Skrifter, v. 172, p. 33-58.

Embley, R.W., Hoose, P.J., Lonsdale, P., Mayer, L., and Tucholke, B.E.
1980 : Furrowed mud waves on the western Bermuda rise; Geological Society of America Bulletin, v. 91, p. 731-740.

Emery, K.O.
1968 : Relict sediments on continental shelves of the world; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, p. 445-464.

Emery, K.O. and Uchupi, E.
1972 : Western North Atlantic Ocean; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 17, 532 p.

Engelund, F. and Hansen, E.
1967 : A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams; Technisk-Vorlag, Copenhagen, 62 p.

Environmental Protection Service
1979: Environmental atlas of the southern Gulf of St. Lawrence; Enviornment Canada, Marine Environment Branch, Dartmouth, Nova Scotia.
1980: Environmental atlas of eastern Nova Scotia; Environment Canada, Marine Environment Branch, Dartmouth, Nova Scotia.
1981: Environmental atlas of southeastern Newfoundland; Environment Canada, Marine Environment Branch, Dartmouth, Nova Scotia.

Ericson, D.B., Ewing, M., and Heezen, B.C.
1952: Turbidity currents and sediments in the North Atlantic; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 36, p. 489-512.

Evans-Hamilton Inc.
1972: Sable Island Sand Transport, Part I and Part II; unpublished report, Mobil Oil Canada Ltd., Calgary, Alberta, 2 volumes.
1975: Study of sand waves on Sable Island Bank: Phase I; unpublished report, Mobil Oil Canada Ltd., Calgary, Alberta, 77 p.
1976: Study of sand waves on Sable Island Bank: Phase II; unpublished report, Mobil Oil Canada Ltd., Calgary, Alberta, 67 p.
1977: Final report on a Sable Island data analysis and design study; unpublished report, Mobil Oil Canada Ltd., Calgary, Alberta.

Fader, G.B.
1984: Geological and geophysical study of the Northeast Channel, Georges Bank and Georges Basin area of the Gulf of Maine by Geonautics Ltd.; Geological Survey of Canada, Open File 978.

Fader, G.B. and King, L.H.
1981: A reconnaissance study of the surficial geology of the Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada Paper 81-1A, p. 45-56.

Fader, G.B., King, L.H., and Josenhans, H.W.
1982: Surficial geology of the Laurentian Channel and the western Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 81-22, 37 p.

Fader, G.B., King, L.H., and MacLean, B.
1977: Surficial geology of the eastern Gulf of Maine and Bay of Fundy; Geological Survey of Canada, Paper 76-17, 23 p.

Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F., and Robb, J.M.
1983: Breaching the shelfbreak; passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution; in The Shelfbreak; Critical Interface on Continental Margins, ed. D.J. Stanley and G.T. Moore; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications 33, p. 25-39.

Farrow, G.E., Syvitski, J.P.M., and Tunnicliffe, V.
1983: Suspended particulate loading on the macrobenthos in a highly turbid fiord, Knight Inlet, British Columbia: Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, v. 40, p. 273-288.

Feyling-Hanssen, R.W.
1976: The stratigraphy of the Quaternary Clyde Foreland formation, Baffin Island, illustrated by the distribution of benthic foraminifera; BOREAS, v. 5, p. 77-94.

Field, M.E., Gardner, J.V., Jennings, A.E., and Edwards, B.D.
1982: Earthquake-induced sediment failures on a 0.25 degrees slope, Klamath River Delta, California; Geology, v. 20, p. 542-546.

Field, M.E., Nelson, C.H., Cacchione, D.A., and Drake, D.E.
1981: Sand waves on an epicontinental shelf, northern Bering Sea; Marine Geology, v. 2, p. 233-258.

Fillon, R.H.
1976: Hamilton Bank, Labrador Shelf; Postglacial sediment dynamics and paleo-oceanography; Marine Geology, v. 20, p. 7-25.

Flood, R.D.
1983: Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution; Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 630-639.

Flood, R.D. and Hollister, C.D.
1980: Submersible studies of deep-sea furrows and transverse ripples in cohesive sediments; Marine Geology, v. 36, p. M1-M9.

Forbes, D.L.
1980: Late-Quaternary sea levels in the southern Beaufort Sea; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 75-87.
1982: Sources of sand contributing to harbour shoaling at Pte. Sapin, New Brunswick; in Proceedings of the Atlantic Coastal Erosion and Sedimentation Workshop, Halifax, Nova Scotia, p. 51-57.
1984: Coastal geomorphology and sediments of Newfoundland; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 11-24.

Forbes, D.L. and Frobel, D.
1985: Coastal erosion and sedimentation in the Canadian Beaufort Sea; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 69-80.

Forbes, D.L. and Lewis, C.P.
1984: Coastal landforms and processes, southern Beaufort Sea; in Marine Science Atlas of the Beaufort Sea, Sediments, ed. B.R. Pelletier; Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 38, p. 4.

Forbes, D.L. and Taylor, R.B.
1987: Coarse-grained sedimentation under para-glacial conditions, Canadian Atlantic Coast Chapter 3; in Glaciated Coasts, ed. D. Fitzgerald and P.S. Rosen; Academic Press, Toronto, p. 52-86.

Gadd, P.E., Lavelle, J.W., and Swift, D.J.P.
1978: Estimates of sand transport on the New York shelf using near-bottom current-meter observations; Journal of Sedimentary Petrology, v. 41, p. 7-18.

Gade, H.G., Lake, R.A., Lewis, E.L., and Walker, E.R.
1974: Oceanography of an arctic bay; Deep-Sea Research, v. 21, p. 547-571.

Galloway, W.E. and Hobday, D.K.
1983: Terrigenous Clastic Depositional Systems; Springer-Verlag, New York, 423 p.

Galt, J.A.
1971: A numerical investigation of pressure induced storm surges over the continental shelf; Journal of Physical Oceanography, v. 1, p. 82-91.

Geonautics Limited
1981: Strait of Belle Isle, Newfoundland, marine borings and surveys, 1981, Volume 2, Marine surveys; unpublished report, Beaver Dredging Company Limited, Lower Churchill Development Corporation.

Gilbert, G.R. and Barrie, J.V.
in press: Provenance and sedimentary processes of ice scoured surficial sediments, Labrador Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences.

Gilbert, R.
1982: Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, Northwest Territories, Canada; glaciomarine processes in fiords of eastern Cumberland Peninsula; Arctic and Alpine Research, v. 14, p. 1-12.
1983: Sedimentary processes of Canadian arctic fjords; Sedimentary Geology, v. 36, p. 147-175.

Gilbert, R. and Aitken, A.E.
1981: The role of sea ice in biophysical processes on intertidal flats at Pangnirtung (Baffin Island), N.W.T.; Proceedings, Workshop on ice action on shores, Rimouski, Québec, p. 89-104.

Gordon, D.C., Jr. and Hourston, A.S. (ed.)
1983: Proceedings of the Symposium on the Dynamics of Turbid Coastal Environments; Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, v. 40, 365 p.

Grant, A.C.
1965: Distributional trends in the recent marine sediments of northern Baffin Bay; Bedford Institute of Oceanography, Report 65-9, 74 p.
1971: Distributional trends in the recent marine sediments of northern Baffin Bay; Maritime Sediments, v. 7, p. 41-63.
1972: The continental margin off Labrador and eastern Newfoundland; morphology and geology; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1394-1430.
1975: Structural modes of the western margin of the Labrador Sea; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 217-231.

Grant, W.D.
1980: Quaternary stratigraphy of southwestern Nova Scotia: Glacial events and sea-level changes; Geological Association of Canada, Field Trip Guide Book, Trip 9, 63 p.

Grant, W.D. and Madsen, O.S.
1979: Combined wave and current interaction with a rough bottom; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 1797-1808.
1982: The effects of bioturbation on the initiation of motion of intertidal sands; Journal of Marine Research, v. 40, p. 659-677.

Greenwood, B. and Davidson-Arnott, R.G.D.
1972: Textural variations in the sub-environments of the shallow-water wave zone, Kouchibouguac Bay, New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1347-1358.
1975: Marine bars and nearshore sedimentary processes, Kouchibouguac Bay, New Brunswick; in Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation, ed. J. Hails and A. Carr; J. Wiley and Sons, New York, p. 123-150.
1979: Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 312-332.

Greenwood, B. and Hale, P.B.
1980 : Depth of activity, sediment flux, and morphological change in a barred nearshore environment; in The Coastline of Canada; Littoral Processes and Shore Morphology, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 89-109.

Greenwood, B. and Mittler, P.
1979 : Structural indices of sediment transport in a straight, wave-formed nearshore bar; Marine Geology, v. 32, p. 191-203.

Greisman, P.
1979 : On upwelling driven by the melt of ice shelves and tidewater glaciers; Deep-Sea Research, v. 26, p. 1051-1065.

Guimont, P. and Laverdière, C.
1980 : Le sud-est de la Mer D'Hudson : un relief de cuesta; in The Coastline of Canada, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 303-309.

Gumbel, E.J.
1954 : Statistical theory of extreme values and some practical applications; National Bureau of Standards, Washington, D.C., 51 p.

Guza, R.T. and Inman, D.L.
1975 : Edge waves and beach cusps; Journal of Geophysical Research, v. 80, p. 2997-3012.

Hackett, D.W., Syvitski, J.P.M., Prime, W., and Sherin, A.G.
1986 : Sediment size analysis system users guide; Geological Survey of Canada, Open File 1240, 25 p.

Hale, P.B. and McCann, S.B.
1982 : Rhythmic topography in a mesotidal, low-wave-energy environment; Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, p. 415-429.

Hall, J.K.
1979 : Sediment waves and other evidence of paleo-bottom currents at two locations in the deep Arctic Ocean; Sedimentary Geology, v. 23, p. 269-299.

Hampton, M.A.
1970 : Subaqueous debris flow and generation of turbidity currents; Ph.D. thesis, Stanford University, Stanford, California, 180 p.

Hansen, D.V. and Rattray, D.V., Jr.
1966 : New dimensions in estuary classification; Limnology and Oceanography, v. 11, p. 319-326.

Harper, J.R., Owens, E.H., and Wiseman, W.J.
1978 : Arctic beach processes and the thaw of ice-bonded sediments in the littoral zone; Proceedings of the 3rd International Permafrost Conference, 1978, Edmonton, Alberta, Canada, p. 195-199.

Heathershaw, A.D.
1981 : Comparisons of measured and predicted sediment transport rates in tidal currents; Marine Geology, v. 42, p. 75-104.

Heathershaw, A.D. and Davies, A.G.
1985 : Resonant wave reflection by transverse bedforms and its relation to beaches and offshore bars; Marine Geology, v. 62, p. 327-338.

Heezen, B.C. and Ewing, M.
1952 : Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake; American Journal of Science, v. 250, p. 849-873.

Heezen, B.C. and Laughton, A.S.
1963 : Abyssal plains : in The Sea, Volume 3, ed. M.N. Hill; J. Wiley and Sons, New York, v. 3, p. 312-364.

Heezen, B.C. and Menard, H.W.
1963 : Topography of the deep sea floor; in The Sea, Volume 3, ed. M.N. Hill; J. Wiley and Sons, New York, v. 3, p. 233-280.

Heezen, B.C., Ericson, D.B., and Ewing, M.
1954 : Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand Banks earthquake; Deep-Sea Research, v. 1, p. 193-202.

Heezen, B.C., Ewing, M., and Ericson, D.B.
1955 : Reconnaissance survey of the abyssal plain south of Newfoundland; Deep-Sea Research, v. 2, p. 122-133.

Heffler, D.E.
1984. RALPH — An instrument to measure seabed sediments; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 47-52.

Hill, P.R.
1983 : Detailed morphology of a small area on the Nova Scotian continental slope; Marine Geology, v. 53, p. 55-76.
1984a : Sedimentary facies of the Nova Scotian upper and middle continental slope, offshore eastern Canada; Sedimentology, v. 31, p. 293-310.
1984b : Facies and sequence analysis of Nova Scotian slope muds : Turbidite vs. « Hemipelagic » Deposition, Fine-grained Sediments; in Deep Water Processes and Products, ed. D.A.V. Stow and D.J.W. Piper; Geological Society of London, Special Publication no. 15, 659 p.

Hill, P.R. and Bowen, A.J.
1983 : Modern sediment dynamics at the shelf-slope boundary off Nova Scotia; in The Shelfbreak; Critical Interface on Continental Margins, ed. D.J. Stanley and G.T. Moore; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, no. 33, p. 265-276.

Hill, P.R., Piper, D.J.W., and Normark, W.R.
1983 : Pisces IV Submersible dives on the Scotian Shelf at 63°W; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 65-69.

Hogg, N.G.
1983 : A note on the deep circulation of the western North Atlantic; its nature and causes; Deep-Sea Research, v. 30, p. 945-961.

Hollister, C.D. and McCave, I.N.
1984 : Sedimentation under deep-sea storms; Nature, v. 309, no. 5965, p. 220-225.

Holman, R.A. and Bowen, A.J.
1982 : Bars, bumps and holes : models for the generation of complex beach topography; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 457-468.

Horn, D.R., Ewing, M., Horn, B.M., and Delach, M.N.
1971 : Turbidites of the Hatteras and Sohm abyssal plains, western North Atlantic; Marine Geology, v. 2, p. 287-323.

Hotzel, I.S. and Miller, J.D.
1983 : Icebergs; their physical dimensions and presentation and application of measured data; Annals of Glaciology, v. 4, p. 116-123.

Hunter, R.E., Clifton, H.E., and Phillips, R.L.
1979 : Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast; Journal of Sedimentary Petrology, v. 49, p. 711-726.

Huntley, D.A.
1980 : Edge waves in a crescentic bar system; in The Coastline of Canada; Littoral Processes and Shore Morphology, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 111-121.
1982 : Boundary layer flow and the physics of sediment transport; in A Short Course on the Stability of Canadian Shelves, ed. J.V. Barrie; C-CORE Publication 82-10, p. 99-172.

Huntley, D.A. and Hazen,D.G.
1988 : Seabed stresses in combined wave and steady flow conditions on the Nova Scotia Continental Shelf : field measurements and predictions; Journal of Physical Oceanography, v. 18, p. 347-362.

Huskey/Bow Valley East Coast Project, Rig Response Report ROWAN
1985a : GORILLA 1, Hesper P-52 location, 44°41'55"N, 57°52'46"W : Unpublished report, MacLaren Plansearch Ltd., Halifax, Nova Scotia.

Huskey/Bow Valley East Coast Project
1985b : Current meter data analysis Hesper P-52 (ROWAN GORILLA 1) draft report #2, December 22, 1984 — March 1, 1985; unpublished report, MacLaren Plansearch Ltd., Halifax, Nova Scotia, 15 p.

Huthnance, J.M.
1973 : Tidal current asymmetries over the Norfolk sandbanks; Estuarine and Coastal Marine Science, v. 1, p. 89-99.

Hydraulic Research Station
1981 : Severn Tidal Power. An assessment of the feasibility of mathematical modelling of sediment transport processes in the estuary; Hydraulic Research Station, Wallingford, United Kingdom; Internal Report EX 969, 31 p.

Idriss, I.M., Dobry. R., and Singh, R.D.
1978 : Nonlinear behaviour of soft clays during cyclic loading : Journal of the Geotechnical Engineering Division, Proceedings of American Society of Civil Engineers, No. GT12, Paper 14265, p. 1427-1447.

Ingram, R.G.
1981 : Characteristics of the Great Whale river plume; Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 2017-2023.

James, N.P.
1966 : Sediment distribution and dispersal patterns on Sable Island and Sable Island Bank; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 254 p.

James, N.P. and Stanley, D.J.
1968 : Sable Island Bank off Nova Scotia; sediment dispersal and recent history; American Society of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, p. 2208-2230.

Jansa, L.F. and Wade, J.A.
1975 : Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.

Jeffries, M.
1982: Mammoth pads circle the Arctic Basin; Geos, v. 13, p. 2-5.

Johnson, G.L., McMillan, N.J., Rasmussen, M., Campsie, J., and Dittmer, F.
1975: Sedimentary rocks dredged from the southwest Greenland continental margin; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 391-409.

Jordan, G.F.
1962: Large submarine sand waves; Science, v. 136, no. 3519, p. 839-848.

Josenhans, H.W.
1983: Evidence of pre-late Wisconsinan glaciations on Labrador Shelf-Cartwright Saddle region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 225-235.

Josenhans, H.W. and Barrie, J.V.
1982: Preliminary results of submersible observations on the Labrador shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 269-726.

Josenhans, H.W. and Zevenhuizen, J.
1984: Sea floor dynamics on the Labrador shelf; in Symposium on Sedimentology of Shelf Sands and Sandstones, ed. J.R. Knight; Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 80.

Josenhans, H.W., King, L.H., and Fader, G.B.
1978: A side-scan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 831-840.

Josenhans, H.W., Zevenhuizen, J., and Klassen, R.A.
1986: The Quaternary Geology of the Inner Labrador Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, no. 8, p. 1190-1213.

Kagawa, T. and Kraft, L.M., Jr.
1980: Seismic P-Y responses of flexible piles; Journal of the Geotechnical Engineering Division, Proceedings of American Society of Civil Engineers GT8, Paper 15656, p. 889-918.

Karl, H.A., Carlson, P.R., and Cacchione, D.A.
1983: Factors that influence sediment transport at the shelfbreak; in The Shelfbreak; Critical Interface on Continental Margins, ed. D.J. Stanley and G.T. Moore; Society of Economic Paleontologists and Minerologists, Special Publication no. 33, p. 219-231.

Kennedy, J.F.
1978: Bedforms in alluvial channels; in The Encyclopedia of Sedimentology, ed. R.W. Fairbridge and J. Bourgeois; Dowden, Hutchinson and Ross Inc., p. 56-59.

Kenyon, N.H.
1970: Sand ribbons of European Tidal Sea; Marine Geology, v. 9, p. 25-39.

Kenyon, N.H., Belderson, R.H., Stride, A.H., and Johnson, M.A.
1981: Offshore tidal sandbanks as indicators of net sand transport and as potential deposits; in Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin, ed. S.D. Nio, R.T.E. Shuttenhelm and Tj.C.E. Van Weering; Blackwell Scientific, Oxford, p. 257-268.

Keys, J.E.
1978: Water regime of Disraeli Fiord, Ellesmere Island, Canada; Department of National Defence Research Establishment, Report 792, 58 p.

King, C.A.M.
1972: Beaches and Coasts, Second Edition; Edward Arnold, London, 570 p.

King, C.A.M. and Williams, W.W.
1949: The formation and movement of sand bars by wave action; Geographical Journal, v. 112. p. 70-85.

King, L.H.
1970: Surficial geology of the Halifax-Sable Island map area; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences Paper no. 1, 16 p.
1976: Relict iceberg furrows on the Laurentian Channel and western Grand Banks; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1082-1092.
1980: Aspects of regional surficial geology related to site investigation requirements — eastern Canadian shelf; in Offshore Site Investigation, ed. D.A. Ardus; Graham and Trotman, London, p. 37-59.

King, L.H. and Fader, G.B.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

King, L.H. and MacLean, B.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 74-31, 31 p.

Kjerfve, B. (ed.)
1978: Estuarine Transport Processes; University of South Carolina Press, Columbia, 300 p.

Klein, G. de V.
1970: Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars; Journal of Sedimentary Petrology, v. 40, p. 1095-1127.

Knebel, H.J.
1981: Processes controlling the characteristics of the surficial sand sheet, U.S. Atlantic outer continental shelf; Marine Geology, v. 42, p. 349-368.

Knight, R.J.
1971: Distributional trends in the recent marine sediments of Tasiujaq Cove of Ekalugad Fjord, Baffin Island, Northwest Territories; Maritime Sediments, v. 7, p. 1-18.
1977: Sediments, bedforms and hydraulics in a macrotidal environment, Cobequid Bay (Bay of Fundy), Nova Scotia; Ph.D. thesis, McMaster University, 693 p.

Knight, R.J. and Dalrymple, R.W.
1975: Intertidal sediments from the south shore of Cobequid Bay, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada; in Tidal Deposits, ed. R.N. Ginsburg; Springer-Verlag, New York, p. 47-55.

Komar, P.D.
1971: Nearshore cell circulation and the formation of giant cusps; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 2643-2650.
1973: Continuity of turbidity current flow and systematic variations in deep sea channel morphology; Geological Society of American Bulletin, v. 84, p. 3329-3338.
1977: Computer simulation of turbidity current flow and the study of deep sea channels and fan sedimentation; in The Sea, ed. E.D. Goldberg, I.N. Cave, J.J. O'Brien and J.H. Steele; v. 6, p. 603-621.

Komar, P.D. and Miller, M.C.
1973: The threshold of sediment movement under oscillatory water waves; Journal of Sedimentary Petrology, v. 44, p. 169-180.

Kontoupolos, N. and Piper, D.J.W.
1982: Storm graded sand at 200 m water depth, Scotian Shelf, eastern Canada; Geo-Marine Letters, v. 2, no. 1-2, p. 77-81.

Kranck, K.
1966: Sediments of Exeter Bay, Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 66-8, 60 p.
1971: Surficial geology of Northumberland Strait; Geological Survey of Canada, Paper 71-53, 10 p.
1979: Dynamics and distribution of suspended particulate matter in the St. Lawrence estuary; Le Naturaliste Canadien, v. 106, p. 163-173.
1981: Flocculation and particulate matter dynamics in a partially mixed estuary; Sedimentology, v. 28, p. 107-114.
1984: The role of flocculation in the filtering of particulate matter in estuaries; in The Estuary as a Filter, ed. V.S. Kennedy; Academic Press, London, p. 159-175.

Kranck, K. and Ruffman, A.
1982: Sedimentation in James Bay; Le Naturaliste Canadien, v. 109, p. 353-361.

Krawetz, M.T. and McCann, S.B.
1986: Coastal characteristics, east-central Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 749-754.

Krone, R.B.
1962: Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes; Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitory Engineering Research Laboratory Report, University of California, Berkeley, United States Army Corps of Engineers Contract no. DA-04-203, 110 p.
1978: Aggregation of suspended particles in estuaries; in Estuarine Transport Processes, ed. B. Kjerfre; University of South Carolina Press, Columbia, p. 177-190.

Kuenen, Ph.H. and Migliorini, C.I.
1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding; Journal of Geology, v. 48, p. 91-127.

Lambiase, J.J.
1977: Sediment dynamics in the macrotidal Avon River estuary, Nova Scotia; Ph.D. thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario, 415 p.

Lau, J. and Travis, B.
1973: Slowly varying Stokes waves and submarine longshore bars; Journal of Geophysical Research, v. 78, p. 4489-4497.

Lauzier, L.M.
1967: Bottom residual drift on the continental shelf area of the Canadian Atlantic coast; Journal Fisheries Research Board Canada, v. 24, p. 1845-1859.

Lavelle, J.W., Gadd, P.E., Han, G.C., Mayer, D.A., Stubblefield, W.L., and Swift, D.J.P.
1976 : Preliminary results of coincident current meter and sediment transport observations for wintertime conditions on the Long Island inner shelf; Geophysical Research Letters, v. 3, p. 97-100.

Lavrushin, Y.A.
1968 : Features of deposition and structure of the glacial marine deposits under conditions of a fiord-coast; Translations from Lithology and Economic Minerals, v. 3, p. 63-79.

Lazier, J.R.N.
1979 : Moored Current Meter Data from the Labrador Sea 1977-78; Atlantic Oceanographic Laboratory, Ocean and Aquatic Sciences, Department of Fisheries and Oceans, Data Series BI-D-79-3, March 1979, 131 p.
1981 : Moored Current Meter Data from Hamilton Bank 1978-80; Atlantic Oceanographic Laboratory, Ocean and Aquatic Sciences, Department of Fisheries and Oceans, Data Series BI-D-81-7, December 1981, 64 p.

Lee, K.L. and Filton, J.A.
1969 : Factors affecting the cyclic loading strength of soil; American Society of Testing and Materials, Special Technical Paper 450, p. 77-95.

Lees, B.J. and Heathershaw, A.D.
1981 : Offshore sediment movement and its relation to observed tidal current and wave data; Institute of Oceanographic Sciences, Taunton, Report 123, 113 p.

Lepage, S.
1984 : Salt intrusion and circulation changes in the Eastmain River estuary, James Bay, subsequent to a large reduction of the fresh water discharge; M.Sc. thesis, Institute of Oceanography, McGill University, Montréal, Québec, 173 p.

Letson, J.R.J.
1981 : Sedimentology of southwestern Mahone Bay, Nova Scotia; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 199 p.

Levy, E., Tarbell, S.A., and Fafanoff, N.D.
1982 : A compilation of moored instrument data and associated oceanographic observations, volume 30 (Gulf Stream Extension and Norwegian Sea Overflow Intrusion Experiments) 1979-80; Woods Hole Oceanographic Institute, Technical Report WHOI 82-43, October 1982.

Lewis, A.G. and Syvitski, J.P.M.
1983 : The interaction of plankton and suspended sediment in fiords; Sedimentary Geology, v. 36, p. 81-92.

Lewis, C.F.M. and Barrie, J.V.
1980 : Ice scour studies on the Labrador Shelf : Newfoundland Institute for Cold Ocean Sciences, Research in Labrador Coastal and Offshore Region Workshop, p. 264-265.
1981 : Geological evidence of iceberg groundings and related seafloor processes in the Hibernia discovery area of Grand Bank, Newfoundland; in Proceedings of the Symposium, Production and Transportation Systems for the Hibernia Discovery, ed. W.E. Russell and D.B. Muggeridge; St. John's Petroleum Directorate, p. 146-177.

Lewis, C.F.M., Blasco, S.M., Bornhold, B.D., Hunter, J.A.M., Judge, A.S., Kerr, W.J., McLaren, P., and Pelletier, B.R.
1977 : Marine geological and geophysical activities in Lancaster Sound and adjacent fiords; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 495-506.

Lien, R.
1983 : Iceberg scouring on the Norwegian continental shelf; in Proceedings of the 15th Annual Offshore Technology Conference, Houston, Texas, 4585, v. 3, p. 41-48.

Lively, R.R.
1979 : Current Meter and Meteorological Observations on the Scotian Shelf, December 1975 to January 1978, Volume 1, December 1975 to December 1976; Bedford Institute of Oceanography, Data Series BI-D-79-1, January 1979, 280 p.
1984 : Current meter observations on the Scotian Rise for November 1980 to October 1981; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, no. 50, Atlantic Oceanographic Laboratory, Ocean Science and Surveys, Atlantic Department of Fisheries and Oceans, November 1984.

Long, B.F.N.
1979 : The nature of bottom sediments in the Minas Basin system; Bedford Institute of Oceanography, Data Series BI-D-79-4, 101 p.

Loring, D.H.
1975 : Surficial geology of the Gulf of St. Lawrence; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 11-34.

Loring, D.H. and Nota, D.J.G.
1966 : Seafloor conditions around the Magdalen Islands in the southern Gulf of St. Lawrence; Journal of the Fisheries Research Board of Canada, v. 23, p. 1197-1207.

Loring, D.H., Nota, D.J.G., Chesterman, W.D., and Wong, H.K.
1970 : Sedimentary environments on the Magdalen Shelf, southern Gulf of St. Lawrence; Marine Geology, v. 8, p. 337-354.

Luternauer, J. and Murray, J.W.
1983 : Late Quaternary morphologic development and sedimentation central British Columbia continental shelf; Geological Survey of Canada, Paper 83-21, 38 p.

MacLaren Plansearch Ltd.
1985a : GORILLA 1, Hesper P-52 location, 44°41'55''N, 57°52'46''W; unpublished report, MacLaren Plansearch Ltd., Halifax, Nova Scotia.

MacLaren Plansearch Ltd.
1985b : Current meter data analysis Hesper P-52 (ROWAN GORILLA 1) draft report #2, December 22, 1984 - March 1, 1985; Huskey/Bow Valley East Coast Project, Halifax, Nova Scotia, 15 p.

MacLean, B.
1982 : Investigations of Baffin Island shelf from surface ship and research submersible in 1981; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 445-447.

MacLean, B. and King, L.H.
1971 : Surficial geology of the Banquereau and Misaine Bank map area; Geological Survey of Canada, Paper 71-52, 19 p.

MacLean, B., Fader, G.B., and King, L.H.
1977 : Surficial geology of Canso Bank and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Paper 76-15, 11 p.

Madsen, O.S. and Grant, W.D.
1976 : Quantitative description of sediment transport by waves; Proceedings of the 15th Coastal Engineering Conference, July 11-17, 1976, Honolulu, Hawaii, v. 2, p. 1093-1112.

Markham, W.E.
1980 : Ice Atlas, Eastern Canadian Seaboard : Environment Canada, Atmospheric Environment Service, Toronto, Canada, 96 p.

Martini, I.P., Cowell, D.W., and Wickwave, G.H.
1980 : Geomorphology of southwestern James Bay; a low energy, emergent coast; in The Coastline of Canada, Littoral Processes and Shore Morphology, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 293-301.

Matthews, J.B. and Quinlan, A.V.
1975 : Seasonal characteristics of water masses in Muir Inlet, a fjord with tidewater glaciers; Journal of the Fisheries Research Board of Canada, v. 32, p. 1693-1703.

Maxwell, J.B., Duck, P.J., Thomson, R.B., and Vickers, G.G.
1980 : The climate of northwestern Baffin Bay; Canadian Climate Centre Report No. 80-2, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, p. 105.

McCann, S.B.
1979 : Barrier Islands in the southern Gulf of St. Lawrence Canada; in Barrier Islands, ed. S.P. Leatherman; Academic Press, New York, p. 26-63.
1982 : Intertidal and subtidal wave-formed bars; in Beach and nearshore depositional environments of the Bay of Fundy and Southern Gulf of St. Lawrence, ed. R.W. Dalrymple, C.L. Amos and S.B. McCann; International Association of Sedimentologists, Field Excursion Guidebook, p. 89-107.

McCann, S.B., Dale, J.E., and Hale, P.B.
1981 : Subarctic tidal flats in areas of, large tidal range, southern Baffin Island, eastern Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 35, p. 183-204.

McCann, S.B., Reinson, G.E., and Frobel, D.
1978 : Coastline studies, southeastern Baffin Island; in Proceedings of the Arctic Marine Oil Spill Program Seminar, March 15-17, 1978, Edmonton, Alberta, p. 33-43.

McCave, I.N.
1972 : Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas; in Shelf Sediment Transport, Process and Pattern, ed. D.J.P. Swift, D.B. Duane, and O.H. Pilkey; Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, p. 225-248.
1984 : Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments; in Fine-Grained Sediments, Deep Water Processes and Facies, ed. D.A.V. Stow and D.J.W. Piper; Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 35-69.

McCave, I.N. and Swift, S.A.
1976 : A physical model for the rate of deposition of fine-grained sediments in the deep sea; Geological Society America Bulletin, v. 87, p. 541.

McClimans, T.A.
1978: Fronts in fjords; Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics, v. 11, p. 23-34.

McDowell, D.M. and O'Connor, B.A.
1977: Hydraulic Behaviour of Estuaries; Macmillan Press Ltd., London, 292 p.

McLaren, P.
1980: The coastal morphology and sedimentology of Labrador : a study of shoreline sensitivity to a potential oil spill; Geological Survey of Canada, Paper 79-28, 41 p.
1981: An interpretation of trends in grain size measures; Journal of Sedimentary Petrology, v. 51, p. 611-624.
1982: The coastal geomorphology, sedimentology and processes of eastern Melville and western Byam Martin Islands, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 333, 39 p.

McLaren, P. and Barrie, W.B.
1985: The coastal morphology and sedimentology of eastern Lancaster Sound and northeast Baffin Island : A study of shoreline sensitivity to a potential oil spill; Geological Survey of Canada, Paper 83-24, 32 p.

McLean, S.R.
1981: The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons; Marine Geology, v. 42, p. 49-74.

McManus, D.A.
1982: Phi and sediment size analysis; discussion; Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, p. 1011-1014.

McMillan, N.J.
1973: Surficial geology of Labrador and Baffin Island shelves; in Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 451-468.

Middleton, G.V.
1966a: Experiments on density and turbidity currents I. Motion of the head; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 523-546.
1966b: Experiments on density and turbidity currents II. Uniform flow of density currents; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 627-637.
1967: Experiments on density and turbidity currents III. Deposition of sediment; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 475-505.

Middleton, G.V. and Hampton, M.A.
1976: Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows; in Marine Sediment Transport and Environmental Management, ed. D.J. Stanley and D.J.P. Swift; J. Wiley and Sons, London, p. 197-220.

Middleton, G.V. and Southard, J.B.
1978: Mechanics of sediment movement; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course No. 3, Tulsa, Oklahoma, 102 p.

Miller, G.H., Locke, W.W.(III), and Locke, C.W.
1980: Physical characteristics of the southeastern Baffin Island coastal zone; in The Coastline of Canada, Littoral Processes and Shore Morphology, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 251-265.

Miller, A.A.L., Mudie, P.J., and Scott, D.B.
1982: Holocene history of Bedford Basin, Nova Scotia; foraminifera, dinoflagellate, and pollen records; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2342-2367.

Miller, A.A.L. and Scott, D.B.
1984: Late Quaternary biostratigraphy from two shallow boreholes, western Banquereau; Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Technical Report 3, 28 p.

Monahan, D.
1976: Morphology and sediments of sand waves in the St. Lawrence estuary; Maritime Sediments, v. 12, p. 1-7.

Moore, D.G.
1977: Submarine slides; in Rockslides and Avalanches, Volume I, Natural Phenomena, ed. B. Voight; Developments in Geotechnical Engineering, v. 14A, p. 563-604.

Mosher, D.C.
1987: Late quaternary sedimentology and sediment instability of a small area on the Scotian Slope; M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, 212 p.

Muller, J. and Milliman, J.D.
1973: Relict carbonate-rich sediments on southwestern Grand Bank, Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1744-1750.

Munroe, H.D.
1982: Regional variability, physical shoreline types and morphodynamic units of the Atlantic coast of mainland Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Open File 725, 25 p.

Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S., and Edwards, B.D.
1979: A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems; in Geology of Continental Slopes, ed. L.J. Doyle and O.H. Pilkey; Society of Economic Paleontologists and Minerologists, n. 27, p. 61-73.

Neu, H.J.A.
1982: 11-year deep water wave climate of Canadian Atlantic waters; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, no. 13, 41 p.

Niedoroda, A.W.
1982: Sediment transport in the marine environment; in Sediment Stability of Canadian Shelves, Short Course, March 9-10, 1982, ed. J.V. Barrie, Memorial University of Newfoundland, Publication no. 82-10, p. 173-278.

Nielsen, T.K. and Ottesen-Hansen, N.E.
1980: Mixing and exchange processes in a small Greenland sill fjord; in Fjord Oceanography, ed. H.J. Freeland, D.M. Farmer and C.D. Levings; Plenum Press, New York, p. 219-225.

Nordco Ltd.
1978: Wave climate study of southern Davis Strait; unpublished report, Esso Resources Canada Limited, 17 p.
1982: Surficial geology of the Labrador Shelf; unpublished report, Petro-Canada Exploration Ltd., 19 p.

Off, T.
1963: Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 47, p. 324-341.

Officer, C.B.
1983: Physics of estuarine circulation; in Estuaries and Enclosed Seas, ed. B.H. Ketchum; Elsevier Scientific, Amsterdam, p. 15-42.

Ovenshine, A.T.
1970: Observations of iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska and the identification of ancient iceberg-rafted deposits; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 891-894.

Owen, M.W. and Thorn, M.F.C.
1978: Effect of waves on sand transport by currents; Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference, August 27 to September 3, 1978, Hamburg, Germany, v. 2, p. 1675-1687.

Owens, E.H.
1971: A reconnaissance of the coastline of Chedabucto Bay, Nova Scotia; Canadian Hydrographic Service, Marine Science Paper 4, 24 p.
1974: A framework for the definition of coastal environments in the southern Gulf of St. Lawrence; in Offshore Geology of Eastern Canada Volume 1, ed. B.R. Pelletier; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 1, p. 47-76.
1977a: Temporal variation in beach and nearshore dynamics; Journal of Sedimentary Petrology, v. 47, p. 168-190.
1977b: Coastal environments of Canada : The impact and clean-up of oil spills; Environment Canada, Environmental Protection Service, EPS-3-EC-77-13, 413p.
1979: Prince Edward Island : coastal environments and the cleanup of oil spills; Environment Canada, Environmental Protection Service, Halifax, Nova Scotia, Report EPS-3-EC-79-5, 167 p.
1980: Sediment removal from the beaches of Prince Edward Island; in Proceedings of the Canadian Coastal Conference, April 22-24, 1980, Burlington, Ontario; Associate Committee for Research on Shoreline Erosion and Sedimentation, National Research Council Canada, Ottawa, p. 367-379.

Owens, E.H. and Bowen, A.J.
1977: Coastal environments of the Maritime Provinces; Maritime Sediments, v. 13, p. 1-31.

Owens, E.H. and Frobel, D.H.
1975: Environmental, morphological and sediment size data from two barrier beaches in the Magdalen Islands, Quebec; Bedford Institute of Oceanography, Data Report BI-D-75-8, 447 p.
1977: Ridge and runnel systems in the Magdalen Islands, Quebec; Journal of Sedimentology Petrology, v. 47, p. 191-198.

Owens, E.H. and McCann, S.B.
1980: The coastal geomorphology of the Magdalen Islands, Quebec; in The Coastline of Canada, Littoral Processes and Shore Morphology, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 51-72.

Pamukcu, S., Poplin, J.K., Suhayda, J.N., and Tumay, M.T.
1983: Dynamic sediment properties, Mississippi Delta : Geotechnical Practice; in Offshore Engineering Conference, April 27-29, 1983, Austin, Texas, p. 111-132.

Parker, W.R.
1975 : Sediment mobility and erosion on a multibarred foreshore (southwest Lancashire, United Kingdom); in Nearshore sediment dynamics and sedimentation, ed. J. Hails and A. Carr; John Wiley and Sons, Chichester, p. 151-179.

Parker, W.R. and Kirby, R.
1982 : Time dependent properties of cohesive seidment relevant to sedimentation management — European experience; in Estuarine Comparisons, ed. V.S. Kennedy; Academic Press, London, p. 573-579.

Partheniades, E.
1972 : Recent investigations in stratified flows related to estuarial hydraulics; Geological Society of America, Memoir 133, p. 29-70.

Partheniades, E., Cross, R.H., and Ayora, A.
1968 : Further results on the deposition of cohesive sediments; Proceedings of the 11th Conference on Coastal Engineering, September, 1968, London, England, p. 723-742.

Pelletier, B.R.
1966 : Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relation to crustal movements; in Symposium on Continental Drift, ed. G.V. Garland; Royal Society of Canada, Special Publication, no. 9, p. 77-101.
1979 : Review of surficial geology and engineering hazards in the Canadian offshore; Maritime Sediments, v. 15, p. 55-91.

Pelletier, B.R., Wagner, F.J.E., and Grant, A.C.
1968 : Marine geology; in Science, History and Hudson Bay, ed. C.S. Beale, Volume 2; Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, p. 557-613.

Perkin, R.G. and Lewis, E.L.
1978 : Mixing in an arctic fjord; Journal of Physical Oceanography, v. 8, p. 873-880.

Perry, R.B.
1961 : A study of the marine sediments of the Canadian eastern Arctic Archipelago; Canadian Fishery Research Board Report no. 89, 89 p.

Petersen, G.H.
1977 : Biological effects of sea ice and icebergs in Greenland; in Polar Oceans, ed. M.J. Dunbar : Arctic Institute of North America, Calgary, Alberta, p. 319-329.

Petrie, B. and Anderson, C.
1983 : Circulation on the Newfoundland continental shelf; Atmosphere-Ocean, v. 21, p. 207-226.

Petrie, B. and Smith, P.C.
1977 : Low Refrequency Motions on the Scotian Shelf and Slope; Atmosphere, v. 15, p. 117-140.

Petro-Canada
1982 : Labrador initial environment evaluation; unpublished report submitted to Government of Canada and Newfoundland, January 1982.

Pietrafesa, L.J.
1984 : Shelfbreak circulation, fronts and physical oceanography; east and west coast perspectives; in Siliclastic Shelf Sediments, ed. R.W. Tillman and C.T. Siemers; Society of Economic Paleontologists and Minerologists, Special Publication no. 33, p. 233-250.

Pilkey, O.H., Locker, S.D., and Cleary, W.J.
1980 : Comparison of sand layer geometry on flat floors of 10 modern depositional basins; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, p. 841-856.

Piper, D.J.W.
1976 : The use of ice rafted marine sediments in determining glacial conditions; Revue de Géographie de Montréal, v. 30, p. 207-212.
1978 : Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains; in Submarine Canyon and Fan Sedimentation, ed. D.J. Stanley and G. Kelling; Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 163-175.

Piper, D.J.W. and Normark, W.R.
1982a : Acoustic interpretation of Quaternary sedimentation and erosion on the channelled upper Laurentian Fan, Atlantic margin of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1974-1984.
1982b : Effects of the 1929 Grand Banks earthquake on the continental slope off eastern Canada; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 147-151.

Piper, D.J.W. and Sparkes, R.
1987 : Proglacial sediment instability feature on the Scotian Slope at 63°W; Marine Geology, v. 76, p. 15-31.

Piper, D.J.W. and Wilson, E.
1983 : Surficial geology of the upper Scotian Shelf Slope west of Verrill Canyon; Geological Survey of Canada, Open File 939, 73 p.

Piper, D.J.W., Farre, J.A., and Shore, A.
1985a : Mid-range side-scan and 4.5 kHz sub-bottom profiles survey of mass-movement features, Scotian Slope at 61°40'W; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1508-1517.

Piper, D.J.W., Letson, J.R.J., Delure, A.M., and Barrie, C.Q.
1983 : Sediment accumulation in low-sedimentation, wave-dominated, glaciated inlets; Sedimentary Geology, v. 36, p. 195-215.

Piper, D.J.W., Shor, A.N., Farre, J.A., O'Connell, S.O., and Jacobi, R.
1985b : Sediment slides and turbidity currents on the Laurentian Fan; Sidescan sonar investigations near the epicenter of the 1929 Grand Banks earthquake; Geology, v. 13, p. 538-541.

Piper, D.J.W., Stow, D.A.V., and Normark, W.R.
1984 : The Laurentian Fan, Sohm Abyssal Plain; Geomarine Letters, v. 33, p. 141-146.

Ploeg, J.
1971 : Wave climate study, Great Lakes and Gulf of St. Lawrence; National Research Council of Canada, Mechanical Engineering Report MH-107A 1, p. 1-160.

Postma, H.
1967 : Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment; in Estuaries, ed. G.M. Lauff; American Association for the Advancement of Science, v. 83, p. 158-179

Powell, R.D.
1981 : A model for sedimentation by tidewater glaciers; Annals of Glaciology, v. 2, p. 129-134.

Powers, M.C. and Kinsman, B.
1953 : Shell accumulations in underwater sediments and their relation to the thickness of the traction zone; Journal of Sedimentary Petrology, v. 23, p. 229-234.

Praeg, D.B., MacLean, B., Hardy, I.A., and Mudie, P.J.
1986 : Quaternary geology of the southeast Baffin Island continental shelf; Geological Survey of Canada, Paper 85-14, 38 p.

Prior, D.B. and Coleman, J.M.
1983 : Lateral movements of sediments; in The Offshore Environment and Petroleum Development, ed. P.G. Teleki, L.E. Garrison and N.T. Monney, Ocean Science and Engineering, v. 8, no. 3, p. 113-155.

Pritchard, D.W.
1956 : The dynamic structure of a coastal plain estuary; Journal of Marine Research, v. 15, p. 33-42.
1967 : Observations of circulation in coastal plain estuary; in Estuaries, ed. G.H. Lauff; American Association for the Advancement of Sciences, Publication no. 83, p. 37-44.

Pugh, D.T. and Vassie,J.M.
1980 : Application of the joint probability method for extreme sealevel computations; Proceedings of the Institute of Civil Engineers,v. 69, p. 959-975.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1981 : A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1146-1163.

Reineck, H.E. and Singh, I.B.
1975 : Depositional Sedimentary Environments; Springer-Verlag, Berlin, 439 p.

Reinson, G.E.
1977a : Barrier Island Systems; in Facies Models, 1st Edition, ed. R.G. Walker; Geoscience Canada, Reprint Series 1, p. 57-74.
1977b : Examination of bedforms in shallow water using sidescan sonar, Miramichi estuary, New Brunswick; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 77-1B, p. 99-105.
1979 : Longitudinal and transverse bedforms on a large tidal delta, Gulf of St. Lawrence, Canada; Marine Geology, v. 31, p. 279-296.

Richardson, M.J., Wimbush, M., and Mayer, L.
1981 : Exceptionally strong near-bottom flows on the continental rise of Nova Scotia; Science, v. 213, p. 887-888.

Rosen, P.S.
1979 : Boulder barricades in central Labrador; Journal of Sedimentary Petrology, v. 49, p. 1113-1124.

Schafer, C.T.
1973 : Distribution of foraminifera near pollution sources in Chaleur Bay; Water, Air and Soil Pollution, v. 2, p. 219-233.

Schafer, C.T., Smith, J.M., and Loring, D.H.
1980 : Recent sedimentation events at the head of the Saguenay Fjord, Canada; Environmental Geology, v. 3, p. 139-150.

Schafer, C.T., Smith, J.M., and Seibert, G.
1983 : Significance of natural and anthropogenic sediment inputs to the Saguenay Fjord, Quebec; Sedimentary Geology, v. 36, p. 177-194.

Schafer, C.T., Tan, F.C., Williams, D.F., and Smith, J.N.
1985 : Late Glacial to Recent stratigraphy and sedimentary processes; Newfoundland continental slope and rise; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 266-282.

Schapery, R.A.
1974a : Wave-sea bottom interaction study (Phase One) Part I: Theory and results; Mechanics and Materials Research Centre, Texas Engineering Experiment Station, Texas A & M University, 43 p.
1974b : Wave-sea bottom interaction study (Final Report) Part I: Theory and results; Mechanics and Materials Research Centre, Texas Engineering Experiment Station, Texas A & M University, 46 p.

Schubel, J.R. and Carter, H.H.
1984 : The estuary as a filter for fine-grained suspended sediment; in The Estuary as a Filter, ed. V.S. Kennedy; Academic Press, London, p. 81-105.

Schubel, J.R., Wilson, R.E., and Okubo, A.
1977 : Vertical transport of suspended sediment in upper Chesapeake Bay; in Transport Processes in Estuarine Environments, 7th Baruch Research Symposium, ed. B. Kjerfve; University of South Carolina, Columbia, p. 161-175.

Seaconsult Marine Research Ltd.
1986 : Sediment transport; present knowledge and industry needs; Environmental Revolving Funds, Report 027, Ottawa, Ontario, 394 p.

Seed, H.B. and Rahman, M.S.
1978 : Wave-induced pore pressure in relation to ocean floor stability of cohesionless soils; Marine Geotechnology, v. 3, p. 123-150.

Sempels, J.
1982 : Coastlines of the eastern Arctic; Arctic, v. 35, p. 170-179.

Sérodes, J.
1980 : Étude de la sédimentation intertidale de l'estuaire moyen du St-Laurent; Université Laval, Département de Génie Civil, Environnement Canada, Rapport n° DGE1-Q, 26 p.

Shea, J.H.
1974 : Deficiencies of clastic particles of certain sizes; Journal of Sedimentary Petrology, v. 44, p. 985-1003.

Shepard, F.P.
1963 : Submarine Geology; Harper and Row, New York, p. 357.

Shepard, F.P., Marshall, N.F., McLoughlin, P.A., and Sullivan, G.G.
1979 : Currents in submarine canyons and other seavalleys; American Association of Petroleum Geologists, Studies in Marine Geology, v. 8, 173 p.

Shipp, R.C.
1984 : Bedforms and depositional sedimentary structures of a barred nearshore system, Eastern Long Island, New York; Marine Geology, v. 60, p. 235-259.

Shurr, G.W.
1984 : Geometry of shelf sandstone bodies in the Shannon sandstone of southeastern Montana; in Siliciclastic Shelf Sediments, ed. R.W. Tillman and C.T. Siemers; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 34, p. 63-83.

Silverberg, N. and Sundby, B.
1979 : Observations in the turbidity maximum of the St. Lawrence Estuary; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 939-950.

Singh, R.D., Dobry, R., Doyle, E.H., and Idriss, I.M.
1981 : Nonlinear seismic response of soft clay sites; Journal of the Geotechnical Engineering Division, Proceedings of American Society of Civil Engineers, no. GT9, Paper 16493, p. 1201-1218.

Slatt, R.M.
1974 : Formation of palimpsest sediments, Conception Bay, Newfoundland; Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 821-826.
1977 : Late Quaternary terrigenous and carbonate sedimentation on Grand Bank of Newfoundland; Geological Society of America, Bulletin, v. 88, p. 1357-1367.

Slatt, R.M. and Gardiner, W.W.
1976 : Comparative petrology and source of sediments in Newfoundland fjords; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1460-1465.

Slatt, R.M. and Lew, A.B.
1973 : Provenance of Quaternary sediments on the Labrador continental shelf and slope; Journal of Sedimentary Petrology, v. 43, p. 1054-1060.

Smith, J.D.
1969 : Geomorphology of a sand ridge;Journal of Geology, v. 77, p. 39-55.

Smith, J.D. and Hopkins, T.S.
1972 : Sediment transport on the continental shelf off Washington and Oregon in light of recent measurements; in Shelf Sediment Transport Process and Pattern, ed. D.J.P. Swift, D.B. Duane and O.H. Pilkey; Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsberg, p. 143-180.

Smith, J.N. and Ellis, K.M.
1982 : Transport mechanism for Pb-210, Cs-137 and Pu fallout radionuclides through fluvial-marine systems; Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 46, p. 941-954.

Smith, J.N. and Walton, A.
1980 : Sediment accumulation rates and geochronologies measured in the Saguenay Fjord using the Pb-210 dating method; Geochemica et Cosmochimica Acta, v. 44, p. 225-240.

Smith, P.C., Petrie, B., and Mann, C.R.
1978 : Circulation, variability and dynamics of the Scotian Shelf and Slope; Journal of the Fisheries Research Board Canada, v. 35, p. 1067-1083.

Sonu, C.J.
1968 : Collective movement of sediment in nearshore environments; Proceedings of the 11th Conference on Coastal Engineering, September 1968, London, England, v. 1, p. 373-400.

Soulsby, R.L.
1983 : The bottom boundary layer of shelf seas; in Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas, ed. B. Johns; Elsevier, Amsterdam, p. 189-266.

Southard, J.B.
1971 : Representation of bed configurations in depth-velocity-size diagrams; Journal of Sedimentary Petrology, v. 41, p. 903-915.

Stahl, J., Koczan, J., and Swift, D.J.P.
1974 : Anatomy of a shoreface-connected sand ridge on the New Jersey shelf; implications for the genesis of the shelf surficial sand sheet; Geology, v. 2, p. 117-120.

Stanley, D.J. and Silverberg, N.
1969; Recent slumping on the continental slope off Sable Island Bank, southeast Canada; Earth and Planetary Sciences Letters, v. 6, p. 123-133.

Stanley, D.J. and Taylor, P.T.
1981 : Volcanogenic sediment and proximal versus distal provenance in abyssal plains; Marine Geology, v. 43, p. M29-M38.

Stanley, D.J., Swift, D.J.P., Silverberg, N., James, N.P., and Sutton, R.G.
1972 : Late Quaternary progradation and sand spillover on the outer continental margin off Nova Scotia, southeastern Canada; Smithsonian Contributions to the Earth Sciences, Washington, D.C., no. 8, 88 p.
1973 : Recent sand spillover off Sable Island Bank, Scotian Shelf; in Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada, ed. P.J., Hood; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 167-194.

Stanley, D.J., Taylor, P.T., Sheng, H., and Stuckenrath, R.
1981 : Sohm Abyssal Plain; evaluating proximal sediment provenance; Smithsonian Contribution to Marine Science, Washington, D.C., no. 11, 48 p.

Stehman, C.F.
1976; Pleistocene and Recent sediment of northern Placentia Bay, Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1386-1392.

Stewart, H.B., Jr. and Jordan, G.F.
1964 : Underwater sand ridges on Georges Shoal; in Papers in Marine Geology, ed. R.L. Miller; Macmillan, New York, p. 102-114.

Stokoe, K.H. (II)
1980 : Dynamic properties of offshore silty samples; in Proceedings of the 12th Annual Offshore Technical Conference, May 5-8, 1980, Houston, Texas, Paper 3771, p. 289-302.

Stow, D.A.V.
1979 : Distinguishing between fine-grained turbidites and countourites on the Nova Scotian deep water margin; Sedimentology, v. 26, p. 371-387.
1981 : Laurentian Fan; morphology, sediments, processes and growth pattern; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 375-393.

Stow, D.A.V. and Bowen, A.J.
1980 : A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents; Sedimentology, v. 27, p. 31-46.

Stow, D.A.V. and Lovell, J.P.B.
1979 : Contourites: their recognition in modern and ancient sediments; Earth Science Review, v. 14, p. 251-291.

Stow, D.A.V. and Piper, D.J.W. (ed.)
1984 : Fine-Grained Sediments; Deep Water Processes and Products; Geological Society of London, Special Publication; Blackwell Scientific, London, 659 p.

Stubblefield, W.L., McGrail, D.W., and Kersey, D.G.
1984 : Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf; in Siliciclastic Shelf Sediments, ed. R.W. Tillman and C.T. Siemers; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 34, p. 1-23.

Swift, D.J.P.
1976 : Continental shelf sedimentation; in Marine Sediment Transport and Environmental Management, ed. D.J. Stanley and D.J.P. Swift; J. Wiley and Sons, New York, p. 311-350.

Swift, D.J.P. and Freeland, G.L.
1978 : Current lineations and sand waves on the inner shelf, middle Atlantic Bight of North America; Journal of Sedimentary Petrology, v. 48, p. 1257-1266.

Swift, D.J.P. and Ludwick, J.C.
1976 : Substrate response to hydraulic process; grain-size frequency distributions and bedforms; in Marine Sediment Transport and Environmental Management, ed. D.J. Stanley and D.J.P. Swift; J. Wiley and Sons, New York, p. 159-196.

Swift, D.J.P. and Lyall, A.K.
1967 : Bay of Fundy; reconnaissance by subbottom profiler; Maritime Sediments, v. 3, p. 67-70.

Swift, D.J.P., McKinney, T.F., and Stahl, L.
1984 : Recognition of transgressive and post-transgressive sand ridges on the New Jersey continental shelf; discussion; in Siliciclastic Shelf Sediments, ed. R.W. Tillman and C.T. Siemers; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 34, p. 25-36.

Swift, D.J.P., Parker, G., Lanfredi, N.W., Perillo, G., and Figge, K.
1978 : Shoreface-connected sand ridges on American and European shelves; a comparison; Estuarine and Coastal Marine Science, v. 7, p. 257-273.

Swift, D.J.P., Young, R.A., Clarke, T.L., Vincent, C.E., Niedoroda, A., and Lesht, B.
1981 : Sediment transport in the Middle Atlantic Bight of North America; Synopsis of recent observations; in Holocene Marine Sedimentation of the North Sea, ed. S.D. Nio, R.T.E. Shuttenhelm and Tj.C.E. Van Weering; Blackwell Scientific, Oxford, p. 361-383.

Syvitski, J.P.M. (ed.)
1984 : Sedimentology of arctic fjords experiment; Hu 83-028 Data Report, Volume 2; Canadian Data Report Hydrography Ocean Sciences, v. 28, 1100 p.
1986 : Modern methods of grain size anlaysis; Report of the 1st Working Group Meeting, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, Canada, 14 p.

Syvitski, J.P.M. and Blakeney, C.P. (ed.)
1983 : Sedimentology of arctic fjords experiment; HU 82-031 Data Report, Volume 1; Canadian Data Report Hydrography Ocean Sciences, v. 12, 935 p.

Syvitski, J.P.M. and Farrow, G.E.
1983 : Structures and processes in bayhead deltas; Kinght and Bute Inlet, British Columbia; Sedimentary Geology, v. 36, p. 217-244.

Syvitski, J.P.M. and Schafer, C.T.
1985 : Sedimentology of arctic fjord experiments (SAFE) : 1, Project Introduction; Arctic, v. 38, p. 264-270.

Syvitski, J.P.M., Asprey, K.W., Clattenburg, D.A., and Hodge, G.D.
1985 : The prodelta environment; suspended particle dynamics; Sedimentology, v. 32, p. 83-107.

Syvitski, J.P.M., Blakeney, C.P., and Hay, A.E.
1983a : SAFE; HU-82-031 sidescan sonar and sounder profiles; in Sedimentology of Arctic Fjords Experiment : HU-82-031 Data Report, Volume 1; Canada Data Report Hydrography Ocean Sciences, v. 12, p. 16-1 to 16-49.

Syvitski, J.P.M., Burrell, D.C., and Skei, J.M.
1987 : Fjords : Processes and Products; Springer-Verlag Publishing Co., New York, 379 p.

Syvitski, J.P.M., Fader, G.B., Josenhans, H.W., MacLean, B., and Piper, D.J.W.
1983b : Seabed investigations of the Canadian east coast and arctic using Pisces IV; Geoscience Canada, v. 10, p. 59-68.

Syvitski, J.P.M., Silverberg, N., Ouellet, G., and Asprey, K.W.
1983c : First observations of benthos and seston from a submersible in the lower St. Lawrence estuary; Geographie Physique et Quaternaire, v. 37, p. 227-240.

Taylor, R.B.
1973 : Coastal environments and processes in the Canadian Arctic Archipelago; M.Sc. thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario, p. 210.
1980a : Coastal environments along the northern shore of Somerset Island, District of Franklin; in the Coastline of Canada, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 239-250.
1980b : Beach thaw depth and the effects of ice-bonded sediment on beach stability, Canadian Arctic Islands; in First Canadian Coastal Conference, 1980; Associate for Research on Shoreline Erosion and Sedimentation, National Research Council Canada, Ottawa, p. 103-121.

Taylor, R.B. and McCann, S.B.
1983 : Coastal depositional landforms in northern Canada; in Shorelines and Isostacy, ed. D.E. Smith and A.G. Dawson; Institute of British Geographers, Special Publication no. 16, Academic Press, London.

Taylor, R.B., Wittman, S.L., Milne, M.J., and Kober, S.M.
1985 : Beach morphology and coastal changes at selected sites, mainland Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-12, 59 p.

Terwindt, H.J. and Breusers, H.N.C.
1972 : Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alternating bedding; Sedimentology, v. 19, p. 75-98.

Terzaghi, K. and Peck, R.B.
1967 : Soil Mechanics in Engineering Practice; J. Wiley and Sons, New York, 729 p.

Thiers, G.R. and Seed, H.B.
1968 : Strength and stress-strain characteristics of clays subjected to seismic loading conditions : Vibration effects of earthquakes on soils and foundations; American Society for Testing and Materials, Special Technical Paper 450, 17 p.

Thorn, M.F.C.
1979 : The effect of waves on the tidal transport of sand; Hydraulic Research Station, Wallingford, Oxon, Notes 21, p. 4-5.

Tillman, R.W. and Martinsen, R.S.
1984 : The Shannon shelf-ridge sandstone complex, Salt Creek anticline area, Power River Basin, Wyoming; in Siliciclastic Shelf Sediments, ed. R.W. Tillman and C.T. Siemers; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 34, p. 85-142.

Todd, B.J.
1984 : Iceberg scouring on Saglek Bank, northern Labrador Shelf; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 166 p.

Trenhaile, A.S.
1983 : The development of shore platforms in high latitudes; in Shorelines and Isostasy, ed. D.E. Smith and A.G. Dawson; Academic Press, New York, p. 77-93.

Trites, R.W.
1982 : Overview of oceanographic conditions in NAFO subareas 2, 3, and 4 during the 1970-79 decade; North American Fisheries and Oceans Science Council Studies 5, p. 51-78.

Trumbull, J.V.A.
1972 : Atlantic continental shelf and slope of the United States — Sand-size fraction of bottom sediments, New Jersey to Nova Scotia; United States Geological Survey, Professional Paper 529-K, 45 p.

Tsai, Chen-feng, Lam, I., and Martin, R.M.
1980 : Seismic response of cohesive marine soils; Journal of the Geotechnical Engineering Division, Proceedings American Society of Civil Engineers, no. GT9, Paper 15708, p. 997-1012.

Twitchell, D.C.
1981 : Bedform distribution and inferred sand transport on Georges Bank; Geological Survey of Canada, Open File 764, 32 p.

Twitchell, D.C., McClennen, C.E., and Butman, B.
1981 : Morphology and processes associated with the accumulation of the fine-grained sediment deposit on the southern New England shelf; Journal of Sedimentary Petrology, v. 51, p. 269-280.

Uchupi, E.
1963 : Sediments on the continental margin off eastern United States; United States Geological Survey, Professional Paper 475-C, p. 132-137.

Uchupi, E. and Austin, J.A.
1979 : The stratigraphy and structure of the Laurentian core region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1726-1752.

Vanney, J.R. and Stanley, D.J.
1983 : Shelfbreak physiography; an overview; in The Shelfbreak, Critical Interface on Continental Margins, ed. D.J. Stanley and G.T. Moore; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 33, p. 1-24.

Vanoni, V.A.
1975 : Sedimentarion Engineering; American Society Civil Engineers, New York, 745 p.

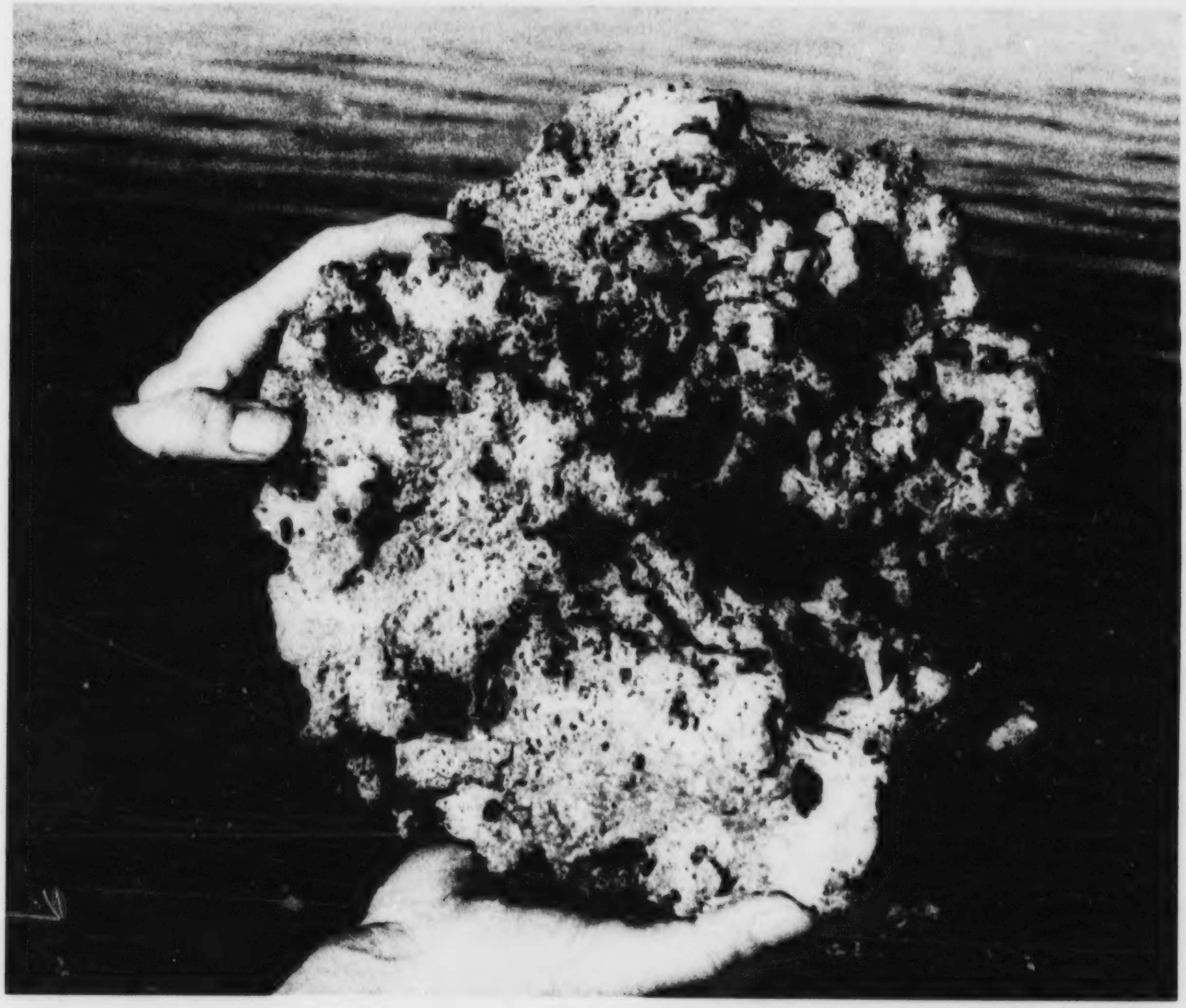
Vilks, G.
1980: Post glacial basin sedimentation on Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 78-28, 28 p.
Vilks, G. and Krauel, D.P.
1982: Environmental geology of the Miramichi Estuary; physical oceanography; Geological Survey of Canada, Paper 81-24, p. 1-53.
Vilks, G. and Mudie, P.J.
1983: Evidence for postglacial paleoceanographic and paleoclimatic changes in Lake Melville, Labrador, Canada; Arctic and Alpine Research, v. 15, p. 307-320.
Vilks, G., Buckley, D.E., and Keigwin, L.
1985: Late Quaternary sedimentation on the southern Sohm Abyssal Plain; Sedimentology, v. 32, p. 69-82.
Vincent, C.E., Young, R.A., and Swift, D.J.P.
1982: On the relationship between bedload and suspended sand transport on the inner shelf, Long Island,New York; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 4163-4170.
Vorndran, U.G. and Sommerhoff, G.
1974: Glaziologisch-glazialmorphologische Untersuchungen im Gebiet des Qôrqup-Auslafsgletschers (Südwest-Grönland); Polarforschung, v. 44, p. 137-147.
Vorren, T.O., Morten, H., Edvardsen, M., and Hanson, O.W.L.
1983: Glaciogenic sediments and sedimentary environments on continental shelves; General principles with a case study for the Norwegian shelf; in Glacial Deposits in North West Europe 1983, ed. Jürgen Ehlers; p. 61-73.
Walker, R.G. (ed.)
1979: Facies Models, First Edition; Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 1, 211 p.
1984: Facies Models, Second Edition; Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series 1, 317 p.
Wang, Y. and Piper, D.J.W.
1982: Dynamic geomorphology of the Drumlin Coast of southeast Cape Breton Island; Maritime Sediments and Atlantic Geology, v. 18, p. 1-27.
Welsfad, J.E.
1974: Morphological maps of the Fundy coast; Maritime Sediments, v. 10, p. 46-51.
Winters, G.V.
1983: Modelling suspended sediment dynamics of the Miramichi Estuary, New Brunswick, Canada; Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, v. 40, p. 105-116.
Woodward-Clyde Consultants
1982a: A study of accessibility of three small craft larbours, western Newfoundland; Department of Fisheries and Oceans, Canada, St. John's, Newfoundland, 89 p.
1982b: Hydraulic and physical character of Placentia, in relation to the fishing industry; Department of Fisheries and Oceans, Canada; St. John's, Newfoundland, 50 p.
Wright, L.D. and Short, A.D.
1984: Morphodynamic variability of surf zones and beaches; a synthesis; Marine Geology, v. 56, p. 93-118.
Wright, L.D., Short, A.D., and Green, M.O.
1985: Short-term changes in the morphodynamic state of beaches and surf zones; an empirical predictive model; Marine Geology, v. 62, p. 339-364.
Yalin, M.S.
1963: An expression for bedload transportation; Journal of Hydraulic Division American Society of Civil Engineers, no. 89, p. 221-250.
1972: Mechanics of Sediment Transport; Pergamon Press, New York, 290 p.
Young, R.N. and Southard, J.B.
1978: Erosion of fine-grained marine sediments; seafloor and laboratory experiments; Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 663-672.

Adresse de l'auteur

C.L. Amos
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

Imprimé au Canada

RESSOURCES



Encroûtement carbonaté imprégné de pétrole provenant d'une dépression conique du plancher océanique par 400 m de profondeur au large de l'inlet Hamilton (île de Baffin). L'échantillon a été prélevé par le submersible PISCES IV en octobre 1985 et a été décrit en 1986 par A.C. Grant et al. dans l'Étude 86-1A de la Commission géologique du Canada, p. 65 à 69. (Photo de Robert Bélanger des services photographiques de l'Institut océanographique Bedford).

Chapitre 12

RESSOURCES PÉTROLIÈRES

Introduction

Plate-forme et talus Néo-Écossais

Les Grands Bancs de Terre-Neuve et la plate-forme nord-est de Terre-Neuve
  Sous-bassin de la Baleine Sud
  Bassin de Jeanne d'Arc
  Bassin de Terre-Neuve Est

Plate-forme du Labrador et plate-forme sud-est de Baffin

Golfe du Saint-Laurent
  Bassin d'Anticosti
  Bassin de la Madeleine

Baie de Fundy

Remerciements

Références

Chapitre 12

RESSOURCES PÉTROLIÈRES

J.S. Bell et G.R. Campbell

INTRODUCTION

Pour l'industrie comme pour le chercheur, l'étude de la formation, de la migration et du piégeage des hydrocarbures présente un intérêt et des avantages certains. Elle oriente les travaux d'exploration, facilite le repérage des ressources non découvertes et, comme les processus en jeu sont liés à des événements géologiques, augmente notre connaissance de l'évolution des bassins.

Dans le présent chapitre, les données d'exploration recueillies à ce jour sont passées en revue et les études scientifiques récentes sur les caractéristiques des roches mères, la maturation, la migration et le piégeage des hydrocarbures sont présentées dans leurs grandes lignes. Une évaluation des ressources découvertes et des ressources potentielles d'hydrocarbues est également faite. La présente étude porte sur trois régions bien explorées — la plate-forme et le talus Néo-Écossais, les Grands Bancs de Terre-Neuve et la plate-forme du Labrador — et il est fait brièvement mention des zones du golfe du Saint-Laurent et de la baie de Fundy.

PLATE-FORME ET TALUS NÉO-ÉCOSSAIS

Cette zone comprend, pour les besoins du présent chapitre, la partie du bassin Néo-Écossais (fig. 12-1) qui s'étend de la ligne médiane du chenal Nord-Est (vallée de Fundy) dans la zone du banc de Georges jusqu'à la ligne médiane du chenal Laurentien (carte 850-A, en pochette); et de la bordure des sédiments mésozoïques-cénozoïques, près de la Nouvelle-Écosse, jusqu'à l'isobathe de 1 500 m. La superficie totale est d'environ 130 000 km^2 (fig. 12-1).

Historique de l'exploration

L'industrie pétrolière y effectue des travaux d'exploration depuis plus de 30 ans. Le premier levé géophysique, un levé aéromagnétique, a été réalisé par la Mobil Oil Canada Ltd. en 1959 dans le secteur de l'île de Sable. Ces travaux ont été suivis en 1960 par les premiers levés sismiques marins de la Mobil. Depuis cette date, l'industrie pétrolière a effectué 300 000 km de profils sismiques sur la marge Néo-Écossaise.

Bell, J.S. et Campbell, G.R.
1990: Ressources pétrolières; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 12, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n°2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

Les forages ont débuté en 1967, avec le puits Sable Island C-67 (l'emplacement des puits est présenté à la figure 1, en pochette). À la fin de juillet 1987, 125 puits avaient été forés sur la plate-forme et le talus Néo-Écossais au cours de deux périodes d'exploration (tableau 12-1). Plus de la moitié des puits forés et toutes les découvertes importantes sont situés dans la région de l'île de Sable. À ce jour, 83 structures distinctes ont été forées donnant lieu à 21 découvertes importantes. Ce taux de succès impressionnant de 25 %, est révélateur du potentiel de cette zone.

La densité des forages sur la plate-forme et le talus Néo-Écossais est d'environ un puits par 1 600 km^2, pour l'ensemble de la région.

Découvertes importantes

Jusqu'à la fin de 1986, les travaux d'exploration avaient permis de faire 21 découvertes importantes, dont 17 gisements de gaz et de condensat, 2 gisements de pétrole et de gaz et 2 gisements de pétrole (tableau 12-2). Conformément à la loi fédérale actuellement en vigueur, une découverte « importante » doit présenter : une zone productive identifiable sur les diagraphies, une superficie documentée par des cartes sismiques et, le plus important, des résultats d'essais aux tiges qui établissent que les zones réservoirs ont une capacité d'écoulement continu.

Les diverses unités réservoirs contenant une zone productive dans ces gisements sont indiquées sur le diagramme stratigraphique (fig. 12-2) modifié de Wade et al. (sous presse). Les plus importants réservoirs d'hydrocarbures sont les grès de la Formation de Mic Mac du Jurassique supérieur et la Formation de Missisauga du Crétacé inférieur.

La succession des découvertes illustre l'évolution des modèles d'exploration dans cette région (fig. 12-3, tableau 12-3). Le puits Onondaga E-84 de Shell Canada, foré dans une structure à noyau salifère en 1969, a donné la première indication de la présence de gaz et de condensat dans cette région. Au cours des six années suivantes, du gaz et du condensat ou du gaz et du pétrole ont été découverts dans cinq autres puits traversant des diapirs à noyau salifère, dans le puits Sable Island E-48, à l'extrémité ouest de l'île de Sable, dans le puits Primrose N-50 et dans la fermeture par faille plongeant vers le sud que traversent les puits Thebaud P-84, Intrepid L-80 et Citnalta I-59. La partie importante de la zone productive de Thebaud se trouve dans des réservoirs profonds en surpression et est maintenant considérée comme l'équivalent de la partie supérieure de la zone productive du champ Venture. Cependant, aucune des découvertes de gaz faites au cours de la première période d'exploration n'a été jugée

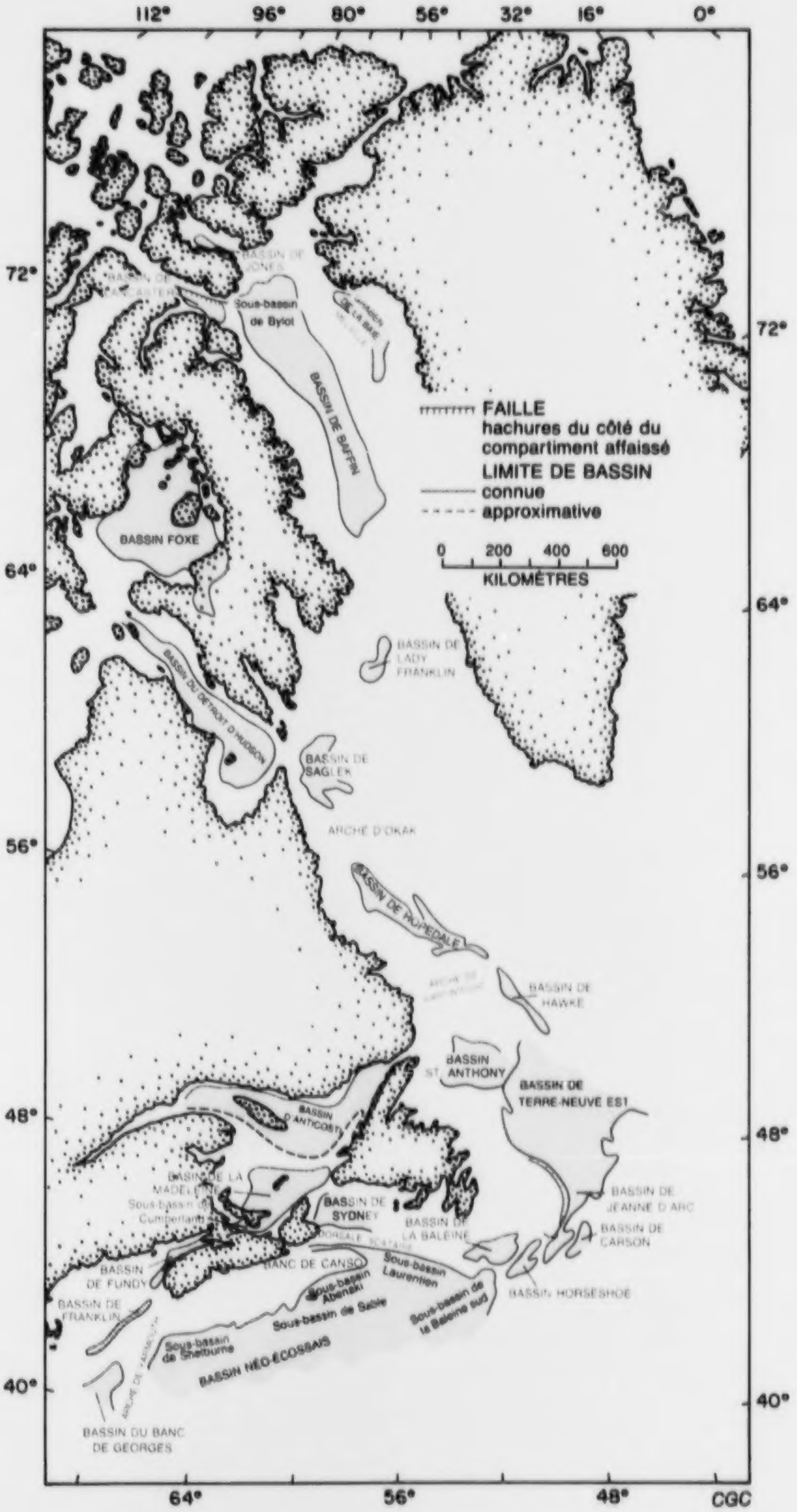


Figure 12-1. Bassins sédimentaires extracôtiers de l'Est du Canada.

Tableau 12-1. Statistiques sur les forages de la région extracôtière de l'Est du Canada.

Année	Puits terminés par année (les forages repris ne sont pas inclus)		
	Plate-forme et talus Néo-Écossais, golfe du Saint-Laurent, baie de Fundy	Grands Bancs, bassin de Terre-Neuve Est	Plate-forme du Labrador, plate-forme sud-est de Baffin
1966	-	2	-
1967	-	-	-
1968	1	-	-
1969	1	-	1
1970	16	-	-
1971	14	4	1
1972	8	9	-
1973	13	15	2
1974	9	9	1
1975	3	3	5
1976	6	-	3
1977	2	-	-
1978	5	-	3
1979	1	3	5
1980	2	2	5
1981	1	6	2
1982	3	4	2
1983	12	4	1
1984	13	10	-
1985	14	14	-
1986	8	7	-
1987	3	3	-

suffisamment importante pour être exploitée commercialement. Le gisement de pétrole Cohasset a été découvert en 1973 (Cohasset D-42) dans un piège à fermeture peu accentuée reposant sur des roches carbonatées jurassiques.

En juin 1979, l'intérêt de l'industrie a été ranimé par l'annonce des résultats du puits d'exploration Venture D-23 de la Mobil Oil Canada, foré au large de l'extrémité est de l'île de Sable. Du gaz et du condensat ont été découverts dans six grès en surpression distincts qui se sont avérés les meilleures unités réservoirs jamais découvertes. Les résultats d'essais aux tiges ont indiqué des débits atteignant $0,632 \times 10^6$ m^3/d pour le gaz, et 50,3 m^3/d pour le condensat. Les quatres puits de délimitation dans la structure ont permis d'étendre la zone productive à 18 intervalles sur une épaisseur de 1 500 m et de confirmer l'étendue de la zone productive montrée à la figure 12-4. Selon des estimations récentes, le champ Venture contiendrait 42×10^9 m^3 de gaz récupérable et 64×10^6 m^3 de condensat, qui sont contenus presque totalement dans des grès en surpression de la Formation de Missisauga (Wade and MacLean, chapitre 5; Lewis et Keen, chapitre 14). Un profil sismique traversant le gisement Venture est montré à la figure 12-10.

Depuis l'identification du gisement Venture, treize autres découvertes importantes ont été faites, soit douze gisements de gaz et de condensat, tous situés dans des zones d'intérêt limitées par des failles, et un de pétrole (fig. 12-3). La société Mobil a axé ses activités sur la recherche d'autres gisements de gaz dans le bloc de l'île de Sable pour augmenter l'intérêt économique du champ Venture; six nouveaux gisements de gaz ont ainsi été découverts. Parmi les importantes découvertes faites par la société Mobil en 1985, mentionnons trois gisements de gaz et de condensat dans les puits West Olympia 0-51, West Venture N-91 et West Venture C-62. Dans le puits West Venture C-62, le débit de gaz dans l'une des quatres zones mises à l'essai a atteint $0,95 \times 10^6$ m/d et le débit de condensat, 24,3 m^3/d. Le forage du puits West Venture N-91 a commencé le 19 avril 1984 et avait atteint 5 547 m de profondeur lorsque s'est produite une éruption. Après plusieurs tentatives de régularisation du débit (Lewis et Keen, chapitre 14), on a mis fin à l'opération; le puits a été colmaté et abandonné mais constitue néanmoins une découverte importante. Shell Canada a récemment fait quatre découvertes de gaz et de condensat au sud-est de l'île de Sable. Les résultats d'essais dans deux zones du puits North Triumph G-43 ont été publiés; le débit maximal a été de

Tableau 12-2. Ressources découvertes et potentiel en hydrocarbures dans la plate-forme Néo-Écossaise.

Découvertes importantes		
Gaz et condensat :	17	
Gaz et pétrole :	2	
Pétrole :	2	
Total :	21	
	Condensat et pétrole 10^6m^3	Gaz 10^9m^3
Ressources découvertes	21,1	149
Potentiel	171	512
(%) découvert	12%	29%

1,05 × 10^6 m^3/d pour le gaz et de 31,8 m^3/d pour le condensat. Les gisements de gaz et de condensat découverts en 1984, dans les puits Alma F-67, Glenelg J-48 et Chebucto K-90 de la Husky, sont colinéaires avec le puits North Triumph et présentent des perspectives d'exploitation commerciale en raison de leurs similarités et de leur proximité. En mars 1986, Petro-Canada et ses partenaires (Nova Scotia Resources Ltd. et L'Énergie Canterra) attirent l'attention sur le gisement de pétrole Cohasset en annonçant les résultats d'essais du puits Cohasset A-52, le deuxième puits de délimitation de Cohasset (Oilweek, 1986). Les débits de pétrole enregistrés ont été des débits records pour l'Est du Canada. Le débit maximal atteint dans un sable a été de 1 230 m^3/d. La deuxième découverte de pétrole dans la plate-forme Néo-Écossaise a été faite en 1986, dans le puits Shell Panuke B-90. Un essai aux tiges dans un intervalle de grès de la Formation de Logan Canyon (équivalent, semble-t-il, aux unités réservoirs de la structure Cohasset) a donné un débit atteignant 949 m^3/d.

Ressources découvertes et caractéristiques des hydrocarbures

Les estimations des ressources de chaque découverte importante sont évaluées en fonction de la « meilleure estimation courante ». La « meilleure estimation courante » comprend les ressources récupérables qui ont été confirmées par des diagraphies et des essais et qui pourraient être exploitées par des méthodes de production classiques. L'étendue de la zone productive entourant le(s) puits est déterminée en se fondant sur l'interprétation de données géophysiques, géologiques et géotechniques et présente de ce fait un certain degré de certitude.

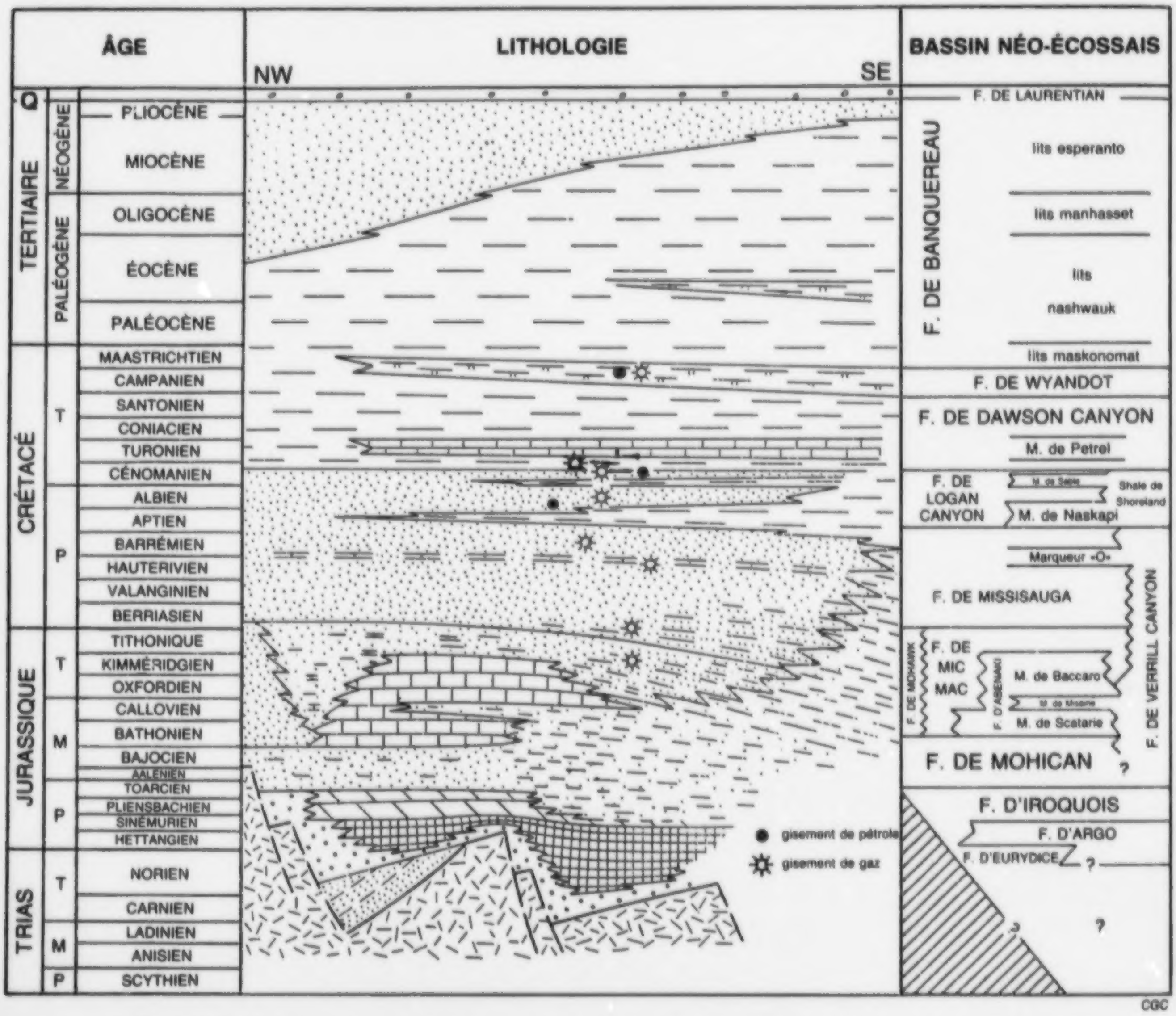


Figure 12-2. Représentation généralisée de la lithologie et de la stratigraphie de la plate-forme et du talus Néo-Écossais (modifié de Grant et al., 1986).

L'estimation du volume des ressources de gisements particuliers ne peut pas être divulguée en raison de la nature confidentielle des données techniques. Pour l'ensemble des découvertes, en se fondant sur la « meilleure estimation courante » au mois de juillet 1987, la quantité de gaz identifiée dans la plate-forme Néo-Écossaise est de 149,0 × 10^9 m^3, et la quantité de condensat, contenant un peu de pétrole, est de 22,1 × 10^6 m^3.

Powell et Snowdon (1979) ont analysé 36 échantillons de pétrole brut et de condensat prélevés dans la plate-forme Néo-Écossaise. En comparant les distributions de n-alcane, les rapports pristane/phytane et les distributions des isotopes du carbone dans les fractions d'hydrocarbures saturés et aromatiques, ils ont pu identifier trois familles de pétrole brut. Ces trois familles sont en grande partie confinées à des unités stratigraphiques distinctes : 1) les formations de Mic Mac, de Missisauga et de Verrill Canyon, 2) la Formation de Logan Canyon et 3) la Formation de Wyandot. Les rapports pristane/phytane indiqueraient, sauf dans les échantillons de la Formation de Wyandot, que tous les pétroles et condensats proviennent, du moins en partie, de roches mères contenant de la matière organique d'origine terrestre. Les pétroles et les condensats des familles 1 et 2 sont suffisamment semblables pour provenir de la même roche mère. La famille 3 n'a été localisée que dans la Formation de Wyandot, au-dessus du diapir de sel de Primrose (fig. 12-3), et correspondrait à un fluide d'origine locale, formé au-dessus d'une anomalie thermique (Robbins et Rhodelhamel, 1976; Rashid et McAlary, 1977; Purcell et al., 1979).

Bien que les teneurs en pétrole et en condensat soient importantes, en particulier depuis le forage fructueux du puits Cohasset A-52, le gaz constitue la principale ressource en hydrocarbures de la plate-forme Néo-Écossaise. À l'heure actuelle, il n'existe pas de technique analytique incontestée pour localiser les roches mères des gisements de gaz naturel et cette question est d'autant plus complexe que la composition du gaz semble dépendre de l'état de maturation de la roche mère au moment de l'expulsion (Tissot et Welte, 1984). Kendall et Altebaeumer (1985) ont analysé des échantillons de gaz ou de condensat provenant de plus de 25 puits du sous-bassin de Sable du bassin Néo-Écossais, à des profondeurs variant entre 1 000 et 6 000 m. La valeur du rapport $\delta^{13}C$ du méthane dans la phase gazeuse associée aux condensats variait entre −38 ‰ et −44 ‰, indiquant ainsi une roche mère très mature (James, 1983; Schoell, 1983).

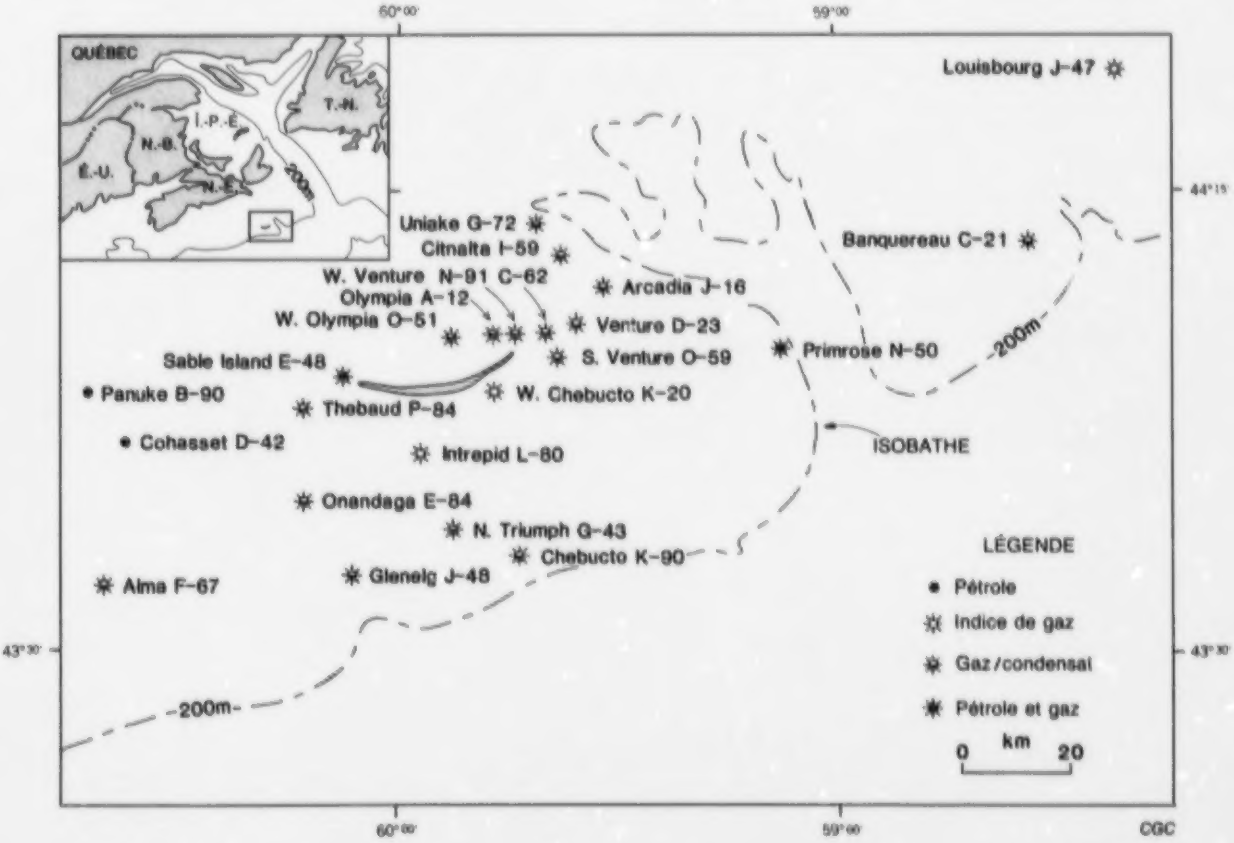


Figure 12-3. Découvertes importantes d'hydrocarbures dans la plate-forme Néo-Écossaise (d'après Wade et MacLean, chapitre 5).

Roches mères

Les shales de la Formation de Verrill Canyon (fig. 12-2) constituent fort probablement les roches mères de la plus grande partie du gaz, du condensat et du pétrole découverts dans les grès réservoirs des formations de Mic Mac, de Missisauga, de Logan Canyon et de Dawson Canyon (Powell, 1982). Le nom « Formation de Verrill Canyon » désigne actuellement une séquence épaisse de shale qui représente le faciès distal de toutes les unités lithostratigraphiques depuis le sommet de la Formation de Mohican jusqu'au sommet de la Formation de Missisauga. Ces unités s'échelonnent du Jurassique moyen au Crétacé précoce. Une séquence d'aussi longue durée étant difficile à traiter sur le plan géochimique, l'analyse s'est limitée à la partie intermédiaire de la succession située près de la limite du Jurassique-Crétacé. Powell (1982) a analysé des échantillons provenant de 13 puits pour établir que les shales de la Formation de Verrill Canyon contiennent de la matière organique de type III d'origine terrestre (Tissot et Welte, 1984). Ces données confirment des études pétrographiques antérieures de résidus organiques prélevés dans des échantillons de déblais de forage (Bujak et al., 1977a, b) qui indiquaient que la Formation de Verrill Canyon contenait d'abondants matériaux herbacés, ligneux et charbonneux. À maturité, ces roches auraient surtout produit du gaz et du condensat. La teneur en matière organique semble être relativement faible et pratiquement constante dans les puits étudiés par Powell (1982); les valeurs en carbone organique total varient de 0,55 % à 2,25 % et atteignent en moyenne 1,2 %. Kendall et Altebaeumer (1985) ont toutefois identifié dans le puits Venture H-22 un intervalle profond de roche mère terrestre présentant des teneurs en car-

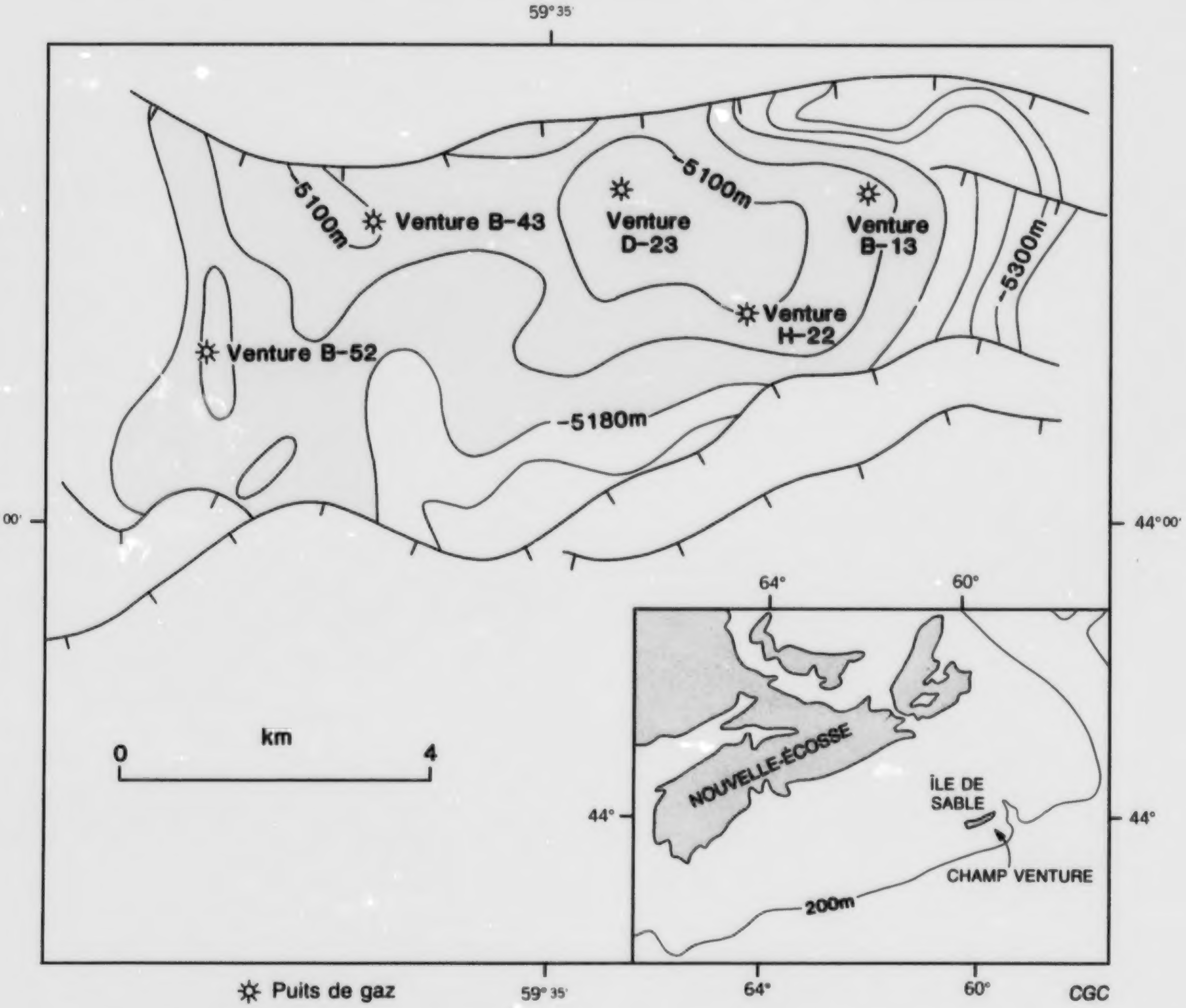


Figure 12-4. Carte structurale du champ Venture montrant la superficie de la fermeture en rouge. Les isobathes, équidistantes de 40 m, représentent la profondeur d'une couche calcaire située près du sommet de la séquence jurassique (d'après Meneley, 1981).

bone organique atteignant 10 %. Ils ont en outre indiqué que la roche mère contenait principalement de la vitrinite de réflectance (R_o) supérieure à 1,0 % qui pouvait être corrélée analytiquement avec les condensats du même puits.

Maturation et migration

Divers indices ont été utilisés pour évaluer ou mesurer l'état de maturation organique des roches mères de la plate-forme Néo-Écossaise. Ce sont notamment : 1) les gradients géothermiques (Robbins et Rhodelhamel, 1976; Cassou et al., 1977; Purcell et al., 1979; Issler, 1982); 2) la composition chimique des hydrocarbures gazeux et lourds (Cassou et al., 1977; Purcell et al., 1979; Hardy et Jackson, 1980); 3) la coloration de matières organiques dispersées (Bujak et al., 1977a, b; Cassou et al., 1977; Barss et al., 1980); 4) la réflectance de la vitrinite (Hacquebard, 1974, 1975; Davies et Avery, 1984); et 5) la diagenèse des argiles (Cassou et al., 1977; Hutcheon, 1986). En l'absence d'analyses des échantillons, on peut déduire mathématiquement l'état de maturation organique en profondeur par calcul (Lopatin, 1971; Waples, 1980). Ce qu'il est important de connaître, c'est l'histoire détaillée de l'enfouissement et le(s) gradient(s) thermique(s) prédominant(s).

Comme roche mère de type III, la Formation de Verrill Canyon a probablement commencé à former des quantités

Tableau 12-3. Résultats d'essais aux tiges liés aux découvertes de gaz et de pétrole dans la plate-forme Néo-Écossaise.

Puits de découverte (année)	Intervalle (m)	Condensat, pétrole (m^3/d)	Débit de gaz ($10^6 m^3$/d)	Densité °API	Remarques
Onondaga E-84					non testé - diagraphies indiquent un
(1969)					gisement (gaz) brut de 123 m au-
					dessous de 2 701 m
Sable Island E-48	1 365-1 450		jusqu'à 0,19		Essais de production - 3 intervalles
(1971)	1 454-1 634	jusqu'à 81,9	RGP	36-41	Essais de production - 7 intervalles
(résumé de 30 essais aux	1 637-1 682		102,8		Aquifère
tiges et essais de	1 682-2 320	condensat à 6,4	jusqu'à 0,53	52-50	Essais dans 16 zones
production)	1 460-1 461,5	457,9	RGP 79,9		Essai de complétion avec duse de 1
					pouce
Primrose N-50	1 341-1 379	17,5		17,4	Formation de Wyandot
(1972)	1 391-1 400	11,2		13,6	Formation de Wyandot
(essais de production)	1 498-1 532	9,0		16,8	Formation de Logan Canyon
	1 612-1 651	55,6 pétrole	RGP 1 258,1		Roche couverture?
	1 643-1 650	47,7 pétrole	RGP 141,8		Roche couverture?
Thebaud P-84	3 213-3 404	un peu de condensat	jusqu'à 0,24	47	Essais de production - 4 zones
(1972)		un peu de condensat			
(résumé : 1 essai aux tiges	3 830-3 837		0,75	48	Zone de surpression
et 12 essais de production)					
Cohasset D-42	1 861-1 866	35,6 pétrole	RGP 21,8	49,2	Formation de Logan Canyon
(1973)	1 968-1 973	166,9 pétrole	RGP 12,4	52,9	Formation de Logan Canyon
(essais de production)	2 248-2 255	43,1 pétrole	RGP 20,4	53,4	Formation de Missisauga
Citnalta I-59	3 777-3 782	131,0	0,31	45	Formation de Missisauga
(1974)	3 951-3 958	70,3	0,17	57,5	Formation de Mic Mac
(essais de production)	4 054-4 049	10,3	0,08	45	Formation de Mic Mac
Intrepid L-80	2 908-2 911	11,9	0,22	51	Membre de Naskapi de la Formation de
					Logan Canyon
(1974)	2 937-2 941	3,8	0,14	48	Formation de Missisauga
(essais aux tiges)	3 383-3 389	11,1	0,12	42	Formation de Missisauga
	3 841-3 845	traces	0,05		Formation de Missisauga
Venture D-23	4 414-4 419	28,6	0,33	54,2	Pression normale
(1979)	4 643-4 650	50,4	0,62	50,3	En surpression
(essais aux tiges)	4 899-4 910	24,5	0,28	55,5	En surpression
Olympia A-12	4 525-4 538	36,2	0,25		Rapport de presse
(1982)	4 622-4 633	16,9	0,50		
(essais aux tiges)	4 640-4 648	6,1	0,41		
	4 664-4 678	75	0,42		
South Venture O-59	3 962-3 932	144,0	0,46		Rapport de presse
(1982)	3 985-3 991	96,3	0,48		
(essais aux tiges)	4 020-4 030	84,7	0,52		
	4 209-4 212	44,8	0,39		
	4 255-4 267	113,7	0,36		
	4 747-4 765	35,8	0,22		
	5 035-5 050	10,7	0,18		

tités importantes de gaz et de condensat lorsqu'elle a atteint un état de maturation équivalant à une réflectance (R_o) de la vitrinite de 0,7 % (Monnier et al., 1983; Powell et Snowdon, 1983). Powell (1982) a compilé tous les indices de maturation disponibles et a préparé une carte des faciès de maturation du niveau de base du Crétacé (fig. 12-5). La limite intérieure (du côté continental) du faciès de shale de Verrill Canyon au même niveau (Given, 1977) est également indiquée. Bien que la quantité de données reportées sur cette figure soit quelque peu limitée, cette dernière montre clairement que la limite intérieure des shales matures de Verrill Canyon longe la bordure de la plate-forme Néo-Écossaise actuelle, sauf dans le sous-bassin de Sable où les shales remplissent une baie. En comparant cette figure à la figure 12-3, il ressort que toutes les découvertes importantes de gaz avec condensat se situent au sein de la zone mature ou près de celle-ci, en amont-pendage.

Issler (1984) a utilisé les gradients thermiques actuels corrigés et les histoires d'enfouissement de 43 et de 37 puits respectivement pour cartographier la subsurface du fond océanique jusqu'à des R_o de 0,6 et 0,7 % en appliquant le procédé de l'indice de temps-température (ITT) de Lopatin (1971). Un diagramme logarithmique de 106 séries de valeurs ITT et R_o enregistrées dans 15 puits a donné la relation suivante :

$$\text{Log ITT} = 6{,}1841 \log R_o + 2{,}6557$$

avec un coefficient de corrélation de 0,954. Selon Issler (1984), la différence entre l'état de maturation calculé et

Tableau 12-3. (suite)

Puits de découverte (année)	Intervalle (m)	Condensat, pétrole (m^3/d)	Débit de gaz ($10^6m^3/d$)	Densité °API	Remarques
Banquereau C-21 (1982) (essais aux tiges)	3 565-3 596	15,9	0,66		Rapport de presse
Arcadia J-16 (1983) (essais aux tiges)	4 857-4 864 4 892-4 901 5 165-5 175		0,15 0,16 0,40		Rapport de presse
Glenelg J-48 (1983) (essais aux tiges)	3 062-3 065 3 491-3 496 3 608-3 615 3 747-3 759 3 767-3 773 3 950-3 955	65,0 (condensat) 19,1 (condensat) traces (condensat) 17,6 (condensat)	0,86 0,61 0,10 0,80 0,12 0,13		Rapport de presse 88,1 m^3/jour d'eau
Uniacke G-72 (1984) (essais aux tiges)	5 191-5 199 5 215-5 226 5 242-5 260	23,4 (condensat) 20,1 (condensat)	0,40 0,35 traces		Rapport de presse 18,6 m^3/jour d'eau 358,0 m^3/jour d'eau
Alma F-67 (1984) (essais aux tiges)	2 872-2 890 2 911-2 916 2 978-2 984 3 026-3 032	59,3 (condensat) 24,5 (condensat) 28,9 (condensat)	0,85 0,32 0,52		Rapport de presse
Chebucto K-90 (1984) (essais aux tiges)	3 352-3 357 3 798-3 815 4 227-4 238	8,9 (condensat) 25,3 (condensat) 14,0 (condensat)	0,22 0,58 0,42		6,0 m^3/jour d'eau 80,0 m^3/jour d'eau 226,6 m^3/jour d'eau
West Venture C-62 (1985) (essais aux tiges)	4 741-4 743 4 923-4 930 5 016-5 027	24,3 (condensat)	0,95 0,02 traces		Rapport de presse 104,9 m^3/jour d'eau 76,3 m^3/jour d'eau
West Venture N-91 (1985)					non testé à cause d'une éruption souterraine de gaz. Découverte considérée importante.
West Olympia O-51 (1986) (essais aux tiges)	4 356-4 386 3 795-3 809	Non rapporté 31,8	0,60 1,05 0,21		Diminution du débit pendant l'essai à 0,53 x 10^6 m^3/jour Rapport de presse
North Triumph G-43 (1986) (essais aux tiges)	3 835-3 846	31,8 (condensat)	1,05		
West Chebucto K-20 (1986) (essais aux tiges)	5 020-5 036	Non rapporté	0,15		Rapport de presse Zone supérieure ne contenait que de l'eau - Indice de gaz
Panuke B-90 (1986) (essais aux tiges)	2 294-2 300	949,0 pétrole	0,01		Rapport de presse Absence d'eau

RGP = rapport gaz-pétrole

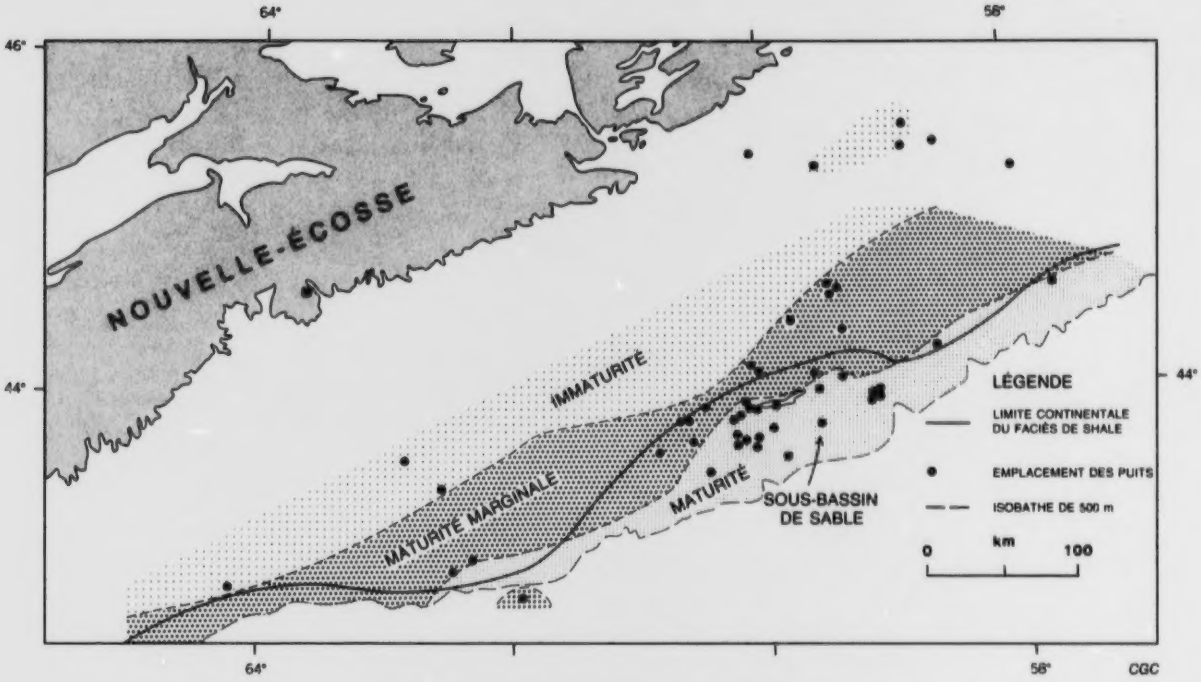


Figure 12-5. Carte des faciès de maturation du niveau de base du Crétacé montrant l'emplacement des puits, dont les données sont issues, et la limite côté terre du faciès de shale de la Formation de Verrill Canyon (tiré de Powell, 1982).

l'état de maturation réel ne devrait pas dépasser 10 % dans la plupart des cas. Ses cartes mettent en évidence une baie coïncidant approximativement avec le sous-bassin de Sable où la profondeur des roches présentant un état de maturation donné est localement plus grande. Nantais (1983) a élargi le champ d'application de l'étude initiale d'Issler (Issler, 1982) et, en estimant par calcul la profondeur subocéanique du niveau où la valeur de R_o atteint 0,7 % dans 45 puits de la plate-forme Néo-Écossaise (fig. 12-6), a obtenu la même configuration. Selon son interprétation, correspondrait à l'interaction entre les variations du flux thermique et la conductivité des sédiments. Ces déductions pourraient s'appliquer à la formation de gaz. Selon Kendall et Altebaeumer (1985), les liquides n'ont pas été expulsés avant que les valeurs de réflectance de la vitrinite (R_o) n'eussent atteint 0,8 %.

Nantais (1983) a également calculé les niveaux de R_o pour les sédiments du sommet du Jurassique à partir des valeurs de l'ITT, en utilisant la relation d'Issler donnée ci-dessus (fig. 12-7). Cette figure montre l'état de maturation atteint vers le milieu de la Formation de Verrill Canyon et dans les niveaux stratigraphiques équivalents et démontre, comme la compilation de Powell (1982), que les shales de Verrill Canyon ont atteint la maturité nécessaire à la formation de gaz et de condensat au sein du sous-bassin de Sable et qu'il s'agit de la zone la plus propice à la libération d'hydrocarbures.

Nantais (1983) a eu recours à une modélisation de l'indice de temps-température (ITT) (Waples, 1980) pour établir à quelle époque (en millions d'années) les sédiments du sommet du Jurassique ont atteint une R_o de 0,6 % (fig. 12-8). Idéalement, il aurait été préférable d'établir une carte pour une R_o de 0,7 %, mais cette carte aurait été établie autour de points de données beaucoup moins nombreux. La carte du niveau de R_o de 0,6 % (fig. 12-8) contient des données déduites de 22 puits seulement mais leur répartition permet néanmoins de délimiter une région centrée sur le sous-bassin de Sable où la maturation a été plus précoce. On peut raisonnablement inférer à partir de cette configuration que, dans le sous-bassin de Sable, les shales de Verrill Canyon ont commencé à produire du gaz et du condensat vers le Tertiaire moyen. Si le mouvement global des hydrocarbures a été confiné aux strates et a progressé vers le haut, parallèlement aux plans de stratification, la migration vers le continent aurait pu avoir lieu régionalement sur la plate-forme Néo-Écossaise pendant tout le Tertiaire, étant donné que certaines études structurales indiquent que les shales de Verrill Canyon ont basculé vers l'océan au cours de cette période (Wade et MacLean, chapitre 5). Une migration verticale le long de fractures a également pu se produire, particulièrement si des fractures se sont formées en réponse au développement de surpressions (Drummond, 1986; Lewis et Keen, chapitre 14; Wade et MacLean, chapitre 5). Selon B.S. Mudford (communication personnelle, 1986), des surpressions actuelles se rapprochent du seuil de fracturation (Ervine et Bell, 1987) de sorte qu'il est vraisemblable qu'une migration verticale des hydrocarbures soit en cours.

Des indices d'une migration primaire antérieure reconnus par Purcell et al. (1979) indiquent que des gisements de gaz, de condensat et de pétrole se trouvent dans de nombreuses roches réservoirs de la plate-forme Néo-Écossaise

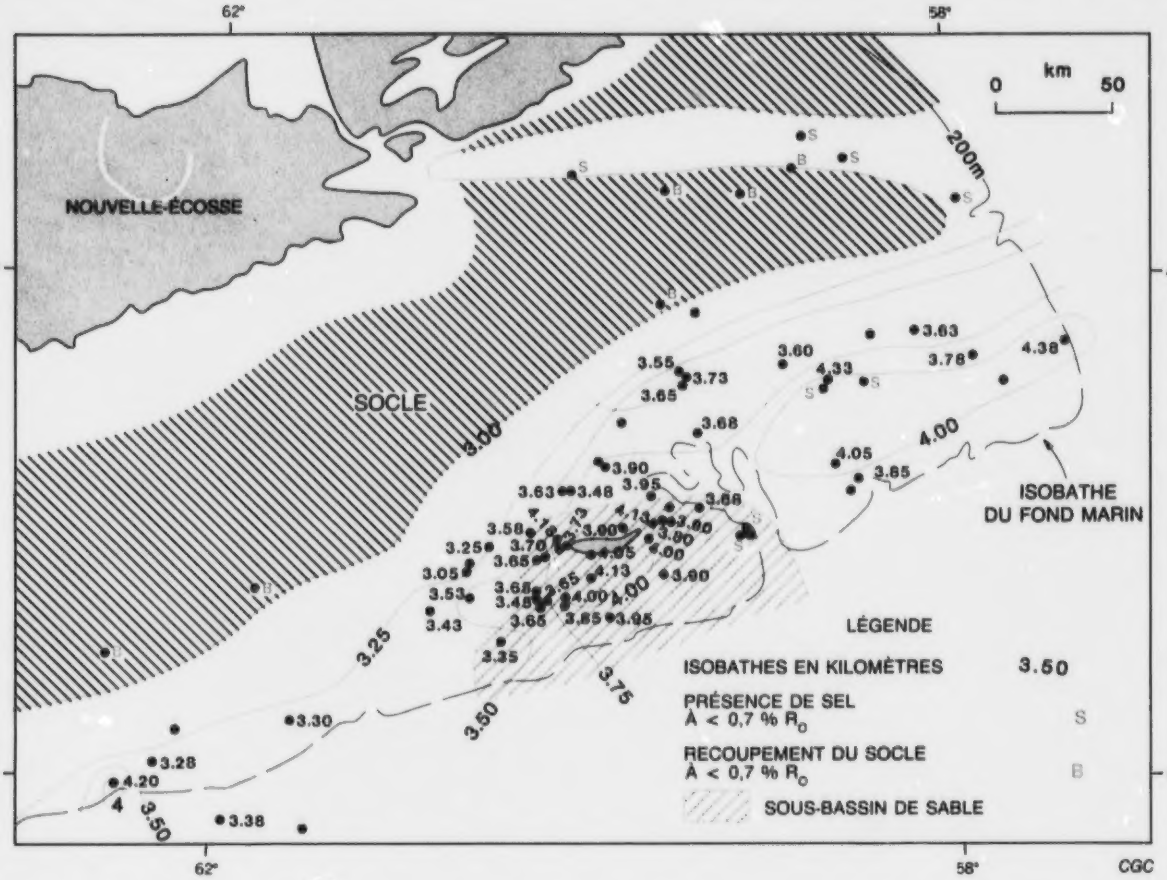


Figure 12-6. Profondeur subocéanique (en kilomètres) calculée du niveau où la valeur de R_o atteint 0,7 % dans la plate-forme Néo-Écossaise (Nantais, 1983). Des quantités importantes de gaz devraient commencer à se former à cette profondeur en présence d'une roche mère appropriée.

qui ne sont pas suffisamment matures pour les produire, selon les critères de coloration de la matière organique et de chromatographie en phase gazeuse. Kendall et Altebaeumer (1985) ont également relevé des indices de migration secondaire. Selon leurs données analytiques, les paramètres de maturation tels que les données isotopiques du carbone, les valeurs en heptane et isoheptane et les indices de phénanthrène, indiquent que, dans un seul puits, les condensats et les gaz contenus dans les roches réservoirs les moins profondes, sont les moins matures. Cette situation aurait été engendrée par une migration secondaire, par une injection des gaz et des condensats les plus matures dans les roches réservoirs les plus profondes avec pour effet de déplacer les hydrocarbures formés antérieurement, de sorte que les roches réservoirs les moins profondes contiennent maintenant les condensats et gaz les moins matures (Kendall et Altebaeumer, 1985). Dans des études inédites de réflectance de la vitrinite, on souligne en outre que la migration est un facteur de mise en place des hydrocarbures (M.D. Avery, communication personnelle, 1986).

Modèle de piégeage des hydrocarbures

Les importantes accumulations d'hydrocarbures dans la plate-forme Néo-Écossaise sont situées dans des anticlinaux de rebroussement (qui sont également appelés « anticlinaux de compensation » et qui sont désignés en anglais par le terme « rollover ») liés à des failles syngénétiques au sein des grès du Jurassique au Crétacé inférieur des formations de Mic Mac et de Missisauga. De nombreuses données de sismique-réflexion couplées à la datation paléontologique (Wade et MacLean, chapitre 5) indiquent que des failles syngénétiques se sont formées pendant tout le Jurassique et le Crétacé. Par conséquent, la géométrie de base des pièges est très précoce et s'est accentuée ultérieurement avec l'apparition d'autres failles et avec la subsidence. L'intégrité des pièges repose sur la présence de shales étanches interstratifiés avec les sables réservoirs et sur l'étanchéité des failles-clés en amont-pendage. Ce fait semble être en partie attribuable à un rapport sable/shale favorable qui a limité la communication de sable à sable à travers les failles. Par conséquent, les pièges comportant des roches

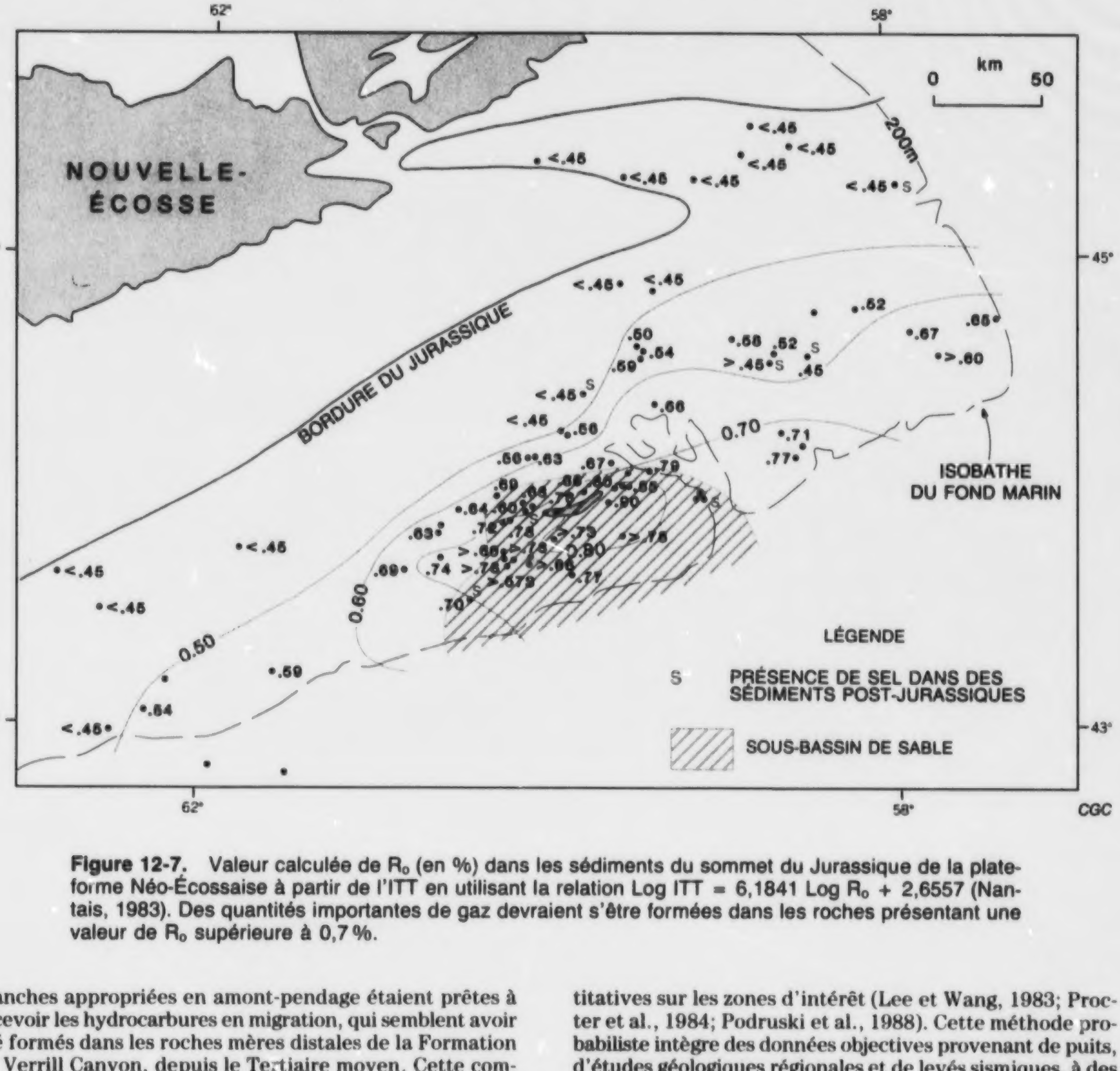


Figure 12-7. Valeur calculée de R_o (en %) dans les sédiments du sommet du Jurassique de la plate-forme Néo-Écossaise à partir de l'ITT en utilisant la relation Log ITT = 6,1841 Log R_o + 2,6557 (Nantais, 1983). Des quantités importantes de gaz devraient s'être formées dans les roches présentant une valeur de R_o supérieure à 0,7 %.

étanches appropriées en amont-pendage étaient prêtes à recevoir les hydrocarbures en migration, qui semblent avoir été formés dans les roches mères distales de la Formation de Verrill Canyon, depuis le Tertiaire moyen. Cette combinaison de caractéristiques géologiques à une histoire structurale et une évolution géochimique propices semble être responsable de la présence des accumulations d'hydrocarbures dans la plate-forme Néo-Écossaise et dont le secteur le plus favorable se trouve dans le sous-bassin de Sable.

Évaluation du potentiel en hydrocarbures

Le potentiel en hydrocarbures de toutes les régions du Canada est évalué périodiquement par la Commission géologique du Canada, et les résultats publiés avec une interprétation des données techniques, une analyse des zones pétrolières et une indication des dimensions des gisements fournies par l'Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada (APGTC). Pour ce faire, on emploie une méthodologie fondée sur un traitement probabiliste des paramètres des réservoirs et des données qualitatives et quantitatives sur les zones d'intérêt (Lee et Wang, 1983; Procter et al., 1984; Podruski et al., 1988). Cette méthode probabiliste intègre des données objectives provenant de puits, d'études géologiques régionales et de levés sismiques, à des jugements subjectifs fondés sur l'opinion de spécialistes bien informés. L'analyse est faite au niveau de la zone pétrolière (le « play ») ce qui permet d'examiner à fond toutes les possibilités de piégeage. Une autre méthode consiste à utiliser un modèle de découverte (Lee et Wang, 1983), dans lequel le potentiel des zones pétrolières et la grosseur des gisements sont estimés d'après la dimension et l'ordre de découverte des intersections.

Ces exercices permettent d'évaluer les ressources et de prévoir les dimensions des gisements dans chacune des zones pétrolières et de cumuler les données permettant d'évaluer l'ensemble des zones pétrolières. En comparant la distribution prévue des gisements non découverts et les estimations concernant les gisements découverts, il est possible non seulement de vérifier les intrants du modèle mais également de donner une indication des dimensions des gisements non encore découverts.

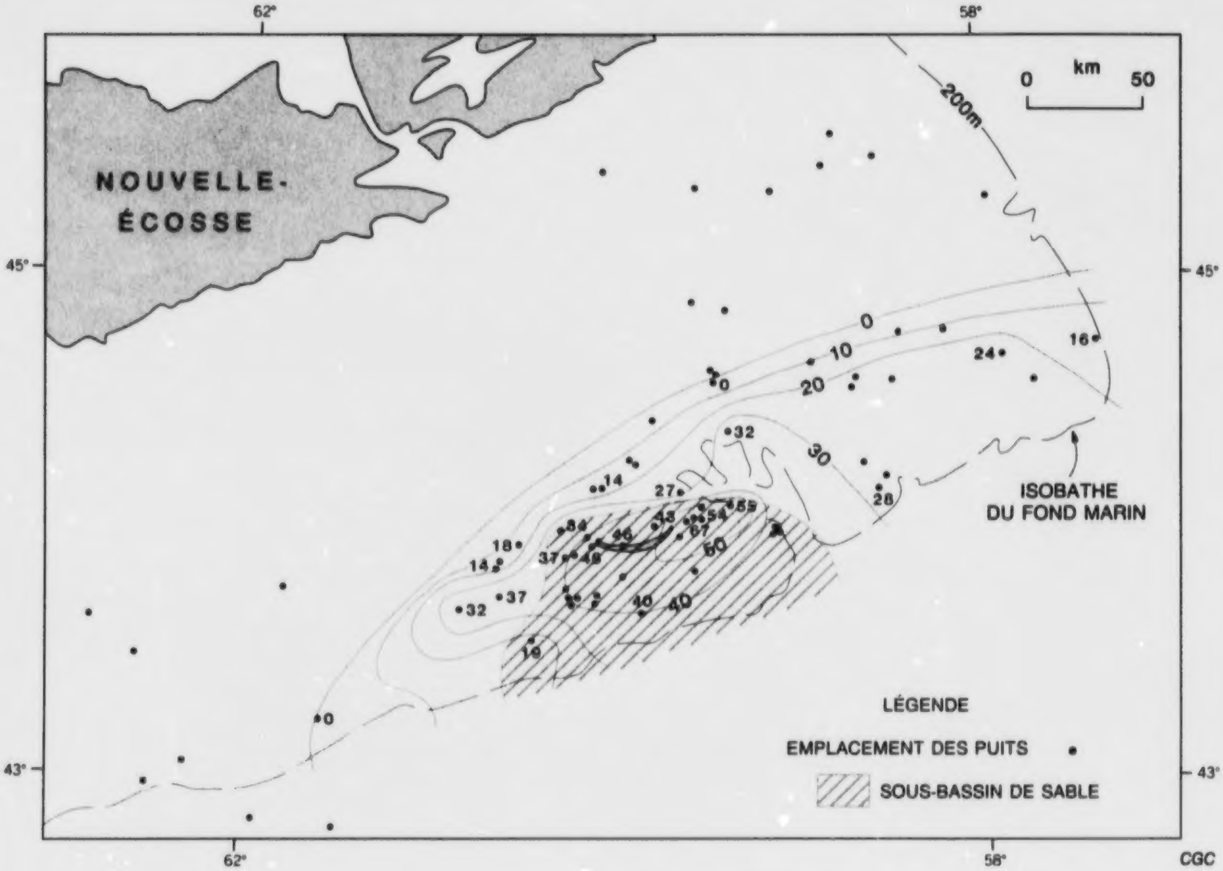


Figure 12-8. Temps écoulé, en millions d'années, depuis que les couches du sommet du Jurassique de la plate-forme Néo-Écossaise ont atteint un niveau de maturation correspondant à une valeur de R_o de 0,6 % (Nantais, 1983).

Une évaluation des ressources de la plate-forme et du talus Néo-Écossais a été réalisée en 1983 (Wade et al., 1989) avec la méthode probabiliste et le modèle de découverte. La présente étude repose sur des concepts toujours en vigueur au moment de la rédaction, étant donné qu'aucun régime de piégeage ou de zones pétrolières supplémentaires n'ont été depuis identifiés. L'exercice a consisté à faire des analyses géologiques et géophysiques régionales et à dresser un inventaire des zones d'intérêt. Toutes les données de puits ont été utilisées et elles ont été complétées par des données sismiques régionales.

Sept zones pétrolières ont été identifiées en se fondant sur les unités réservoirs possibles et le style structural (fig. 12-9). Les zones pétrolières 1 et 2 comportent des pièges structuraux créés par fluage du sel. Ces pièges sont, entre autres, des diapirs qui ont transpercé les sédiments crétacés jusqu'au niveau du Membre de Petrel de la Formation de Dawson Canyon et des dômes de sel profonds qui auraient pu former des pièges dans les formations d'Abenaki, de Mic Mac et de Missisauga. Les pièges par faille (zones pétrolières 3 et 7, fig. 12-9) comportent notamment des failles plongeant vers le bassin au paléoaccore, et des failles syngénétiques profondes dans des grès réservoirs en surpression. Le potentiel élevé de cette dernière zone pétrolière a été déterminé pour la première fois en 1979, au puits Venture D-23, mais des indices avaient déjà été relevés en 1972 au puits de découverte Thebaud P-84. Un autre mécanisme de piégeage structural est la création de structures à effet de drapage du socle (zone pétrolière 4), qui correspondent à un moulage du socle produit par une compaction différentielle, comme sur la plate-forme de LaHave et la dorsale Canso (Wade et MacLean, chapitre 5) qui sont des zones de socle élevées s'étendant de la côte de la Nouvelle-Écosse vers le large. Des indices de pétrole relevés dans la Formation de Mic Mac, aux puits Erie D-26 et Wyandot E-53, sont les seules données encourageantes concernant cette zone pétrolière. Deux autres modes possibles de piégeage stratigraphique sont considérés (zones pétrolières 5 et 6, fig. 12-9), l'un lié à la limite d'amont-pendage des grès réservoirs le long de la marge septentrionale du bassin Néo-Écossais et l'autre associé aux roches carbonatées poreuses du Jurassique moyen-supérieur dans l'ouest de la plate-forme Néo-Écossaise.

Le profil de sismique-réflexion traversant le champ Venture illustre la qualité des données sismiques recueillies dans cette région (fig. 12-10) et le style structural de

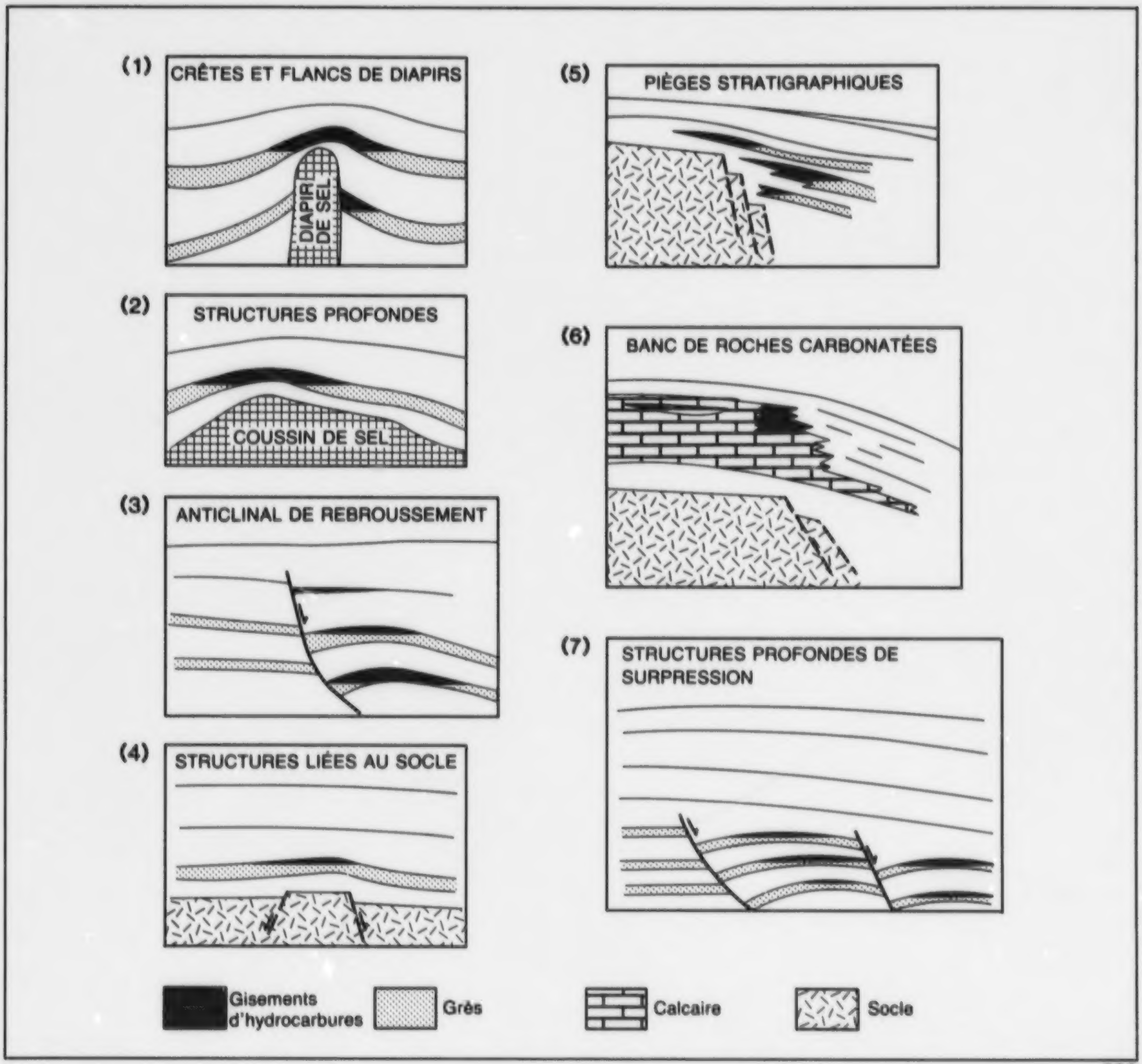


Figure 12-9. Types de zones d'hydrocarbures identifiés dans la plate-forme Néo-Écossaise (Wade et al., 1989).

la zone pétrolière 7. Trois importantes zones de failles syngénétiques plongeant vers le bassin sont apparentes et créent des fermetures structurales dans leur compartiment affaissé.

En se fondant sur les résultats de forage recueillis à ce jour, les zones d'intérêt les plus forées ont été les pièges par faille soumis à une pression normale ou excédentaire (zone pétrolière 7, fig. 12-9). Dix-sept des vingt découvertes importantes ont été faites dans des pièges de ce type.

L'analyse statistique des données quantitatives combinée à des inférences raisonnables a permis d'évaluer les ressources découvertes de gaz et condensat avec pétrole, présentées au tableau 12-2. La meilleure estimation actuelle des ressources potentielles totales dans la plate-forme et le talus Néo-Écossais donne 512×10^9 m^3 de gaz et 171×10^6 m^3 de condensat, pétrole et gaz (Wade et al., 1989). Environ 29 % du gaz potentiel et 12 % du condensat et du pétrole potentiels ont été découverts.

LES GRANDS BANCS DE TERRE-NEUVE ET LA PLATE-FORME NORD-EST DE TERRE-NEUVE

Dans la présente section, est traitée la zone de la plate-forme continentale autour de Terre-Neuve entre le chenal Laurentien, au sud-ouest, et le col Hawke, au nord.

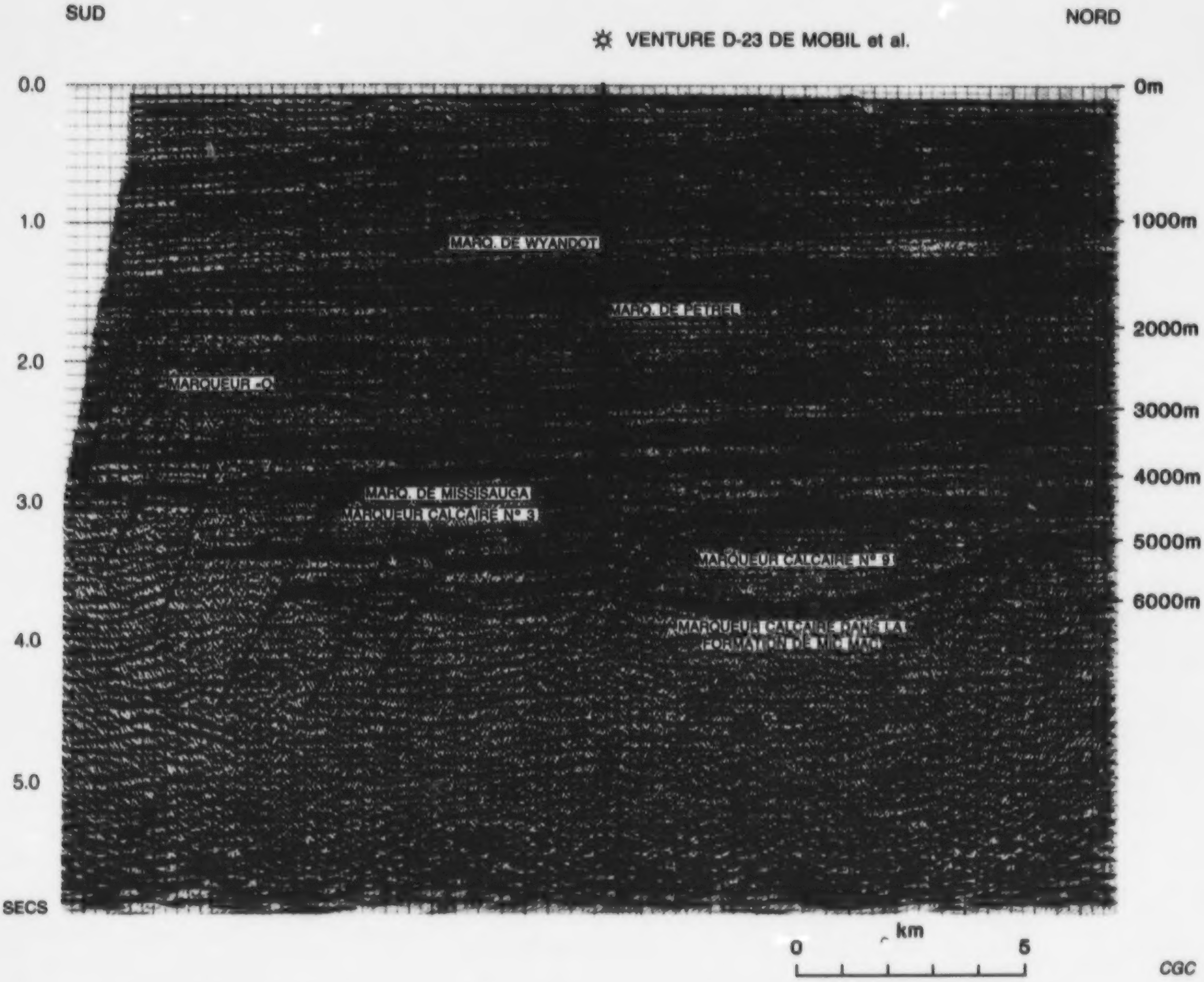


Figure 12-10. Profil de sismique-réflexion traversant la structure Venture dans le sous-bassin de Sable. L'emplacement du puits est indiqué à la figure 12-3.

Cette zone de plate-forme continentale comprend le banc de Saint-Pierre, les Grands Bancs de Terre-Neuve (sensu stricto) et la plate-forme nord-est de Terre-Neuve (carte 850-A, en pochette).

Les Grands Bancs de Terre-Neuve se composent de plusieurs bassins et sous-bassins mésozoïques de direction nord-est qui présentent un potentiel pétrolifère — sous-bassin de la Baleine Sud et bassins Horseshoe, de Carson, de Jeanne d'Arc et de la Baleine — et qui sont décrits aux chapitres 5 et 6. La séquence clastique du Crétacé supérieur-Cénozoïque forme un biseau sédimentaire incliné vers le bassin et généralement non déformé. À ce jour, ce n'est que dans le bassin de Jeanne d'Arc que des découvertes importantes d'hydrocarbures ont été faites.

Des données de puits et de levés sismiques recueillies dans le sous-bassin de la Baleine Sud et les bassins de Carson, Horseshoe et de la Baleine ont confirmé l'existence d'une séquence réservoir mésozoïque prometteuse. Entre ces bassins, des roches du Paléozoïque inférieur et des roches précambriennes métamorphisées (Bell et Howie, chapitre 4) sont recouvertes de strates du Mésozoïque sommital et du Cénozoïque, à potentiel négligeable. Ces zones élevées sont exemptes de roches mères matures et la séquence cénozoïque est trop mince pour avoir atteint un état de maturation suffisant pour la formation d'hydrocarbures (Grant et MacAlpine, chapitre 6). Peu de puits ont été forés dans ces zones mais plusieurs l'ont été dans les zones d'intérêt au sein des bassins mésozoïques.

Les forages ont commencé en 1966 lorsque la Pan American Petroleum Corporation (maintenant Amoco Production) a foré le puits Tors Cove D-52 dans le sous-bassin de la Baleine Sud et que l'Imperial Oil (maintenant Esso Resources Canada) a foré le puits Grand Falls H-09 dans le bassin de la Baleine (fig. 12-11). Entre 1968 et 1974, 28 puits additionnels ont été forés selon la répartition suivante : sous-bassin de la Baleine Sud - 14 puits; bassin de la Baleine - 10 puits; bassin Horsehoe - 1 puits; bassin de Carson - 3 puits; et hauteur de South Bank - 2 puits. Les

sociétés participantes ont été Amoco, Elf, Gulf, Imperial, Mobil et Skelly. Il n'y a pas eu de découvertes d'hydrocarbures mais deux indices d'hydrocarbures ont été relevés dans les puits forés dans le sous-bassin de la Baleine Sud (fig. 12-11). Cette zone de dépôt maximal est traitée plus en détail puisqu'elle contient des hydrocarbures et que la possibilité d'y trouver des gisements commerciaux est plus élevée que ce que le forage a pu révéler jusqu'à maintenant.

Sous-bassin de la Baleine Sud

Indices importants

La succession lithologique du sous-bassin de la Baleine Sud ressemble à celle de la plate-forme Néo-Écossaise. Les premiers exploitants (Amoco et Imperial, 1973) ont utilisé la terminologie stratigraphique du Mésozoïque et Cénozoïque de McIver (1972) pour la plate-forme Néo-Écossaise et la terminologie du Paléozoïque supérieur de Bell (1944) pour la coupe sous-jacente (fig. 12-11). Les travaux récents indiquent que certaines révisions doivent être apportées. Le programme initial d'exploration du sous-bassin de la Baleine Sud a été principalement axé sur les diapirs et crêtes de sel. Les résultats sont en général décevants, bien que d'excellents grès réservoirs du Crétacé précoce aient été identifiés et deux indices d'hydrocarbures relevés (fig. 12-12). Vingt-deux barils de pétrole, ainsi que cent deux barils d'eau salée ont été récupérés d'un calcaire du Crétacé supérieur, le Membre de Petrel de la Formation de Dawson Canyon, au puits Heron H-73 (Swift et al., 1975). À cet endroit, le Membre de Petrel avoisine un diapir de sel contre lequel semble se trouver une fermeture (Swift et Williams, 1980). Au puits Tors Cove D-52, on a découvert du gaz dans une roche couverture dolomitique (Formation d'Iroquois ?) au-dessus du diapir de sel de Gull (Swift et Williams, 1980).

Caractéristiques des hydrocarbures

Une analyse par spectrométrie de masse et chromatographie en phase gazeuse indique que le pétrole du puits Heron H-73 n'a probablement pas été biodégradé (M. Fowler, communication personnelle, 1986). Swift et al. (1975) ont indiqué une densité API de 7°, ce qui est très faible pour un pétrole qui n'a pas subi une certaine biodégradation. Le rapport pristane/phytane est de 0,59, et il semblerait que le pétrole provienne d'une roche mère marine de type II déposée dans un milieu anoxique confiné. Aucune donnée d'analyse n'est disponible sur le gaz du puits Tors Cove D-52.

Les deux indices se trouvent dans des séquences immatures quant à la formation de quantités importantes de pétrole ou de gaz (Swift et Williams, 1980).

Roches mères

Des shales du Crétacé inférieur qui sont lithologiquement semblables à ceux de la Formation de Verrill Canyon de

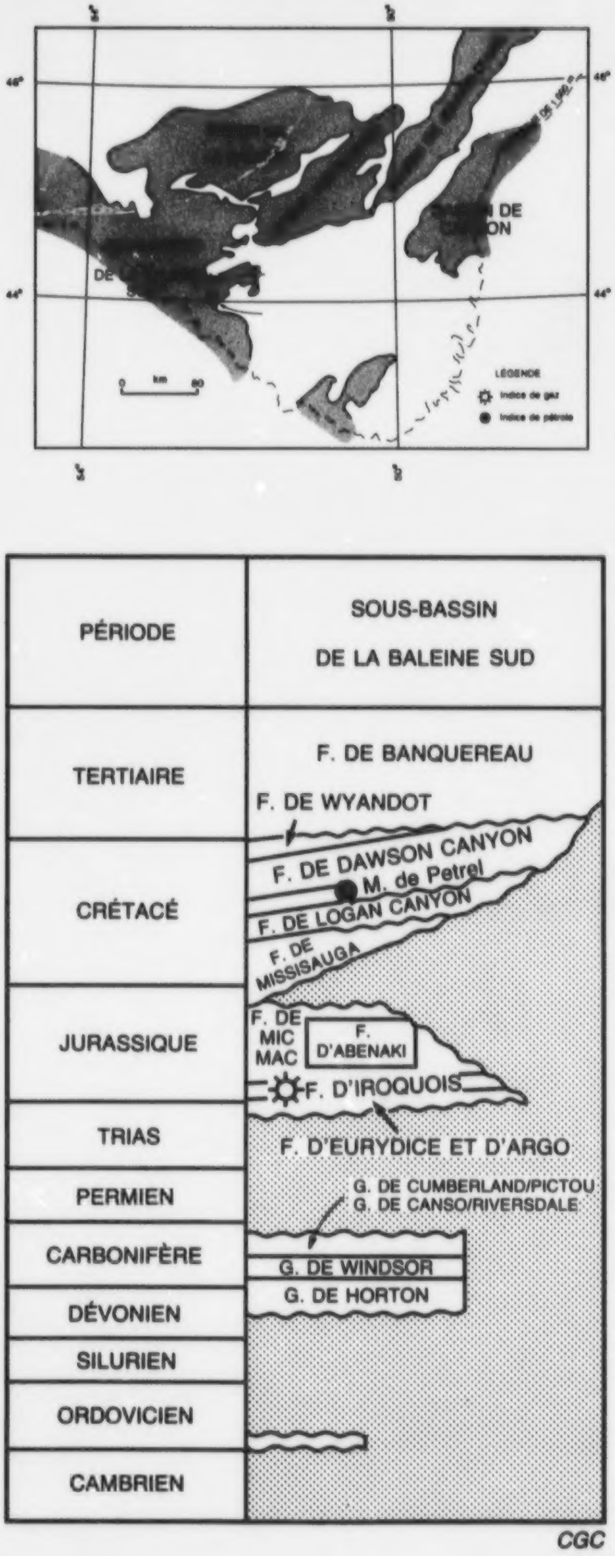


Figure 12-11. Stratigraphie du sous-bassin de la Baleine Sud des Grands Bancs méridionaux et emplacement des puits Tors Cove D-52 et Heron H-73 dans lesquels ont été relevés des indices d'hydrocarbures (d'après Swift et Williams, 1980).

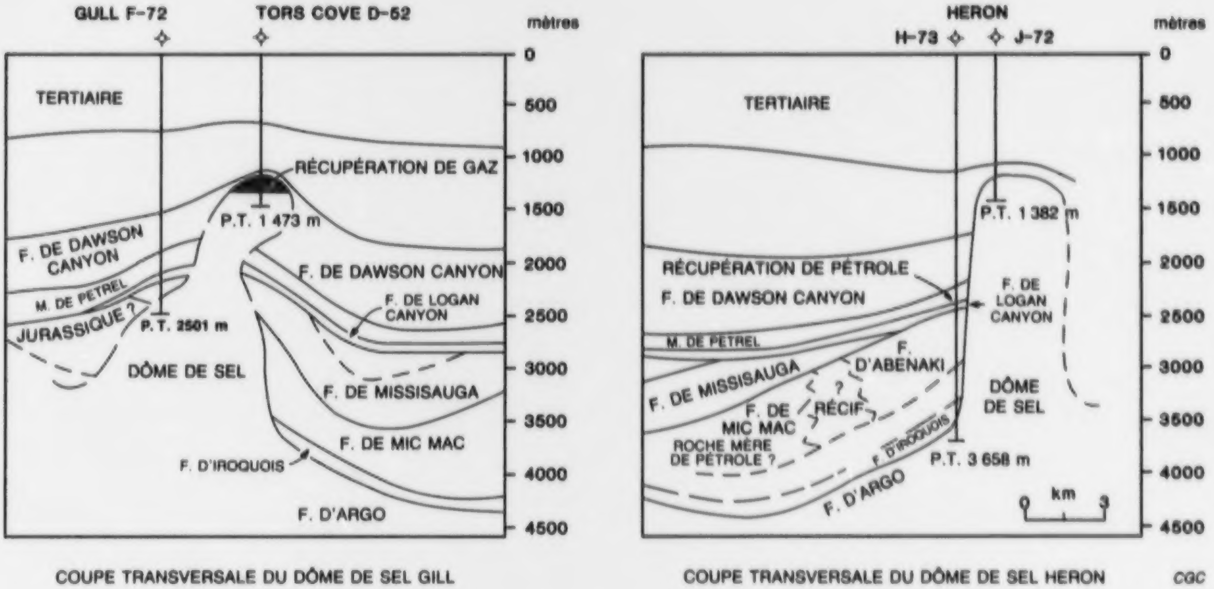


Figure 12-12. Gisements d'hydrocarbures dans le sous-bassin de la Baleine Sud (d'après Swift et Williams, 1980).

la plate-forme Néo-Écossaise sont présents à la base des puits Puffin B-90 et Kittiwake P-11, dans la partie centrale du sous-bassin de la Baleine Sud. Ces shales pourraient être la roche mère du gaz. À ce jour, aucune roche mère de pétrole n'a été relevée bien que Powell (1985) ait postulé que des roches mères du Jurassique supérieur susceptibles de produire du pétrole pourraient se trouver dans le sous-bassin.

Modèle de piégeage des hydrocarbures

Il n'y a pas suffisamment de données pour élaborer un scénario de piégeage des hydrocarbures bien documenté pour le sous-bassin de la Baleine Sud étant donné que les puits existants n'ont été forés que dans un nombre restreint de zones d'intérêt. Cependant, les deux indices d'hydrocarbures susmentionnés se trouvent dans des pièges associés à des diapirs de sel dont les effets de soulèvement et d'intrusion des sédiments sus-jacents ont cessé au Cénozoïque tardif. C'est pourquoi une certaine migration a dû se produire dans un passé relativement récent.

Évaluation du potentiel en hydrocarbures

Le sous-bassin de la Baleine Sud n'a pas été évalué en appliquant la méthodologie actuelle et les procédés de cartographie sismique les plus récents. Le volume estimé des ressources découvertes est certainement minimal. Comme il l'a été mentionné précédemment, du gaz de roche couverture a été récupéré dans le puits Tors Cove D-52; on suppose que ce gaz provient d'une petite accumulation locale. Le réservoir du Membre de Petrel, au puits Heron H-73, serait lui aussi d'étendue très limitée, mais il n'existe pas d'estimation publiée de ses dimensions.

L'exploration future sera, il est à espérer, axée sur des zones d'intérêt autres que les dômes de sel, soit les grès du Jurassique et du Crétacé inférieur dans la partie du bassin susceptible de contenir une séquence réservoir jurassique mature de type II.

Bassin de Jeanne d'Arc
Historique de l'exploration

Le forage d'exploration pétrolière dans le bassin de Jeanne d'Arc et les zones voisines du nord-est des Grands Bancs a été, au moment d'écrire ces lignes, plus fructueux que dans toute autre zone de l'Est du Canada, notamment en ce qui concerne les découvertes de pétrole commercialement prometteuses. Quinze gisements d'hydrocarbures importants ont été découverts dans des réservoirs mésozoïques (fig. 12-13).

Les travaux de forage dans le bassin de Jeanne d'Arc se poursuivent depuis 1971 et comportent l'ensemble de la « seconde période » d'exploration des zones extracôtières de Terre-Neuve (tableau 12-1). Le forage a commencé en 1971 avec le puits Murre G-67 d'Amoco-Imperial qui visait à vérifier une structure du socle dans la partie méridionale du bassin. En 1972 et 1973, ces partenaires y ont foré deux puits supplémentaires infructueux, Cormorant K-93 et Spoonbill C-30. En 1972, les sociétés Mobil et Gulf ont entrepris le forage du puits Adolphus K-41 établi au-dessus d'un anticlinal diapirique à noyau salifère, au centre du bassin. Au cours de l'année suivante, un puits plus profond dans la même structure, le puits Adolphus 2K-41, a été foré et des essais y ont été réalisés. Le débit de pétrole dans un grès mince du Crétacé supérieur était de 42,6 m^3/d. Entre 1973 et 1974, quatre autres puits ont été forés dans le bassin de Jeanne d'Arc, visant à vérifier le potentiel du flanc d'une grande crête à noyau salifère (Egret K-36, Egret N-46) et de blocs faillés en bordure du bassin (Flying Foam I-13, Dominion O-23). Malheureusement, tous ces puits ont été infructueux même si le puits

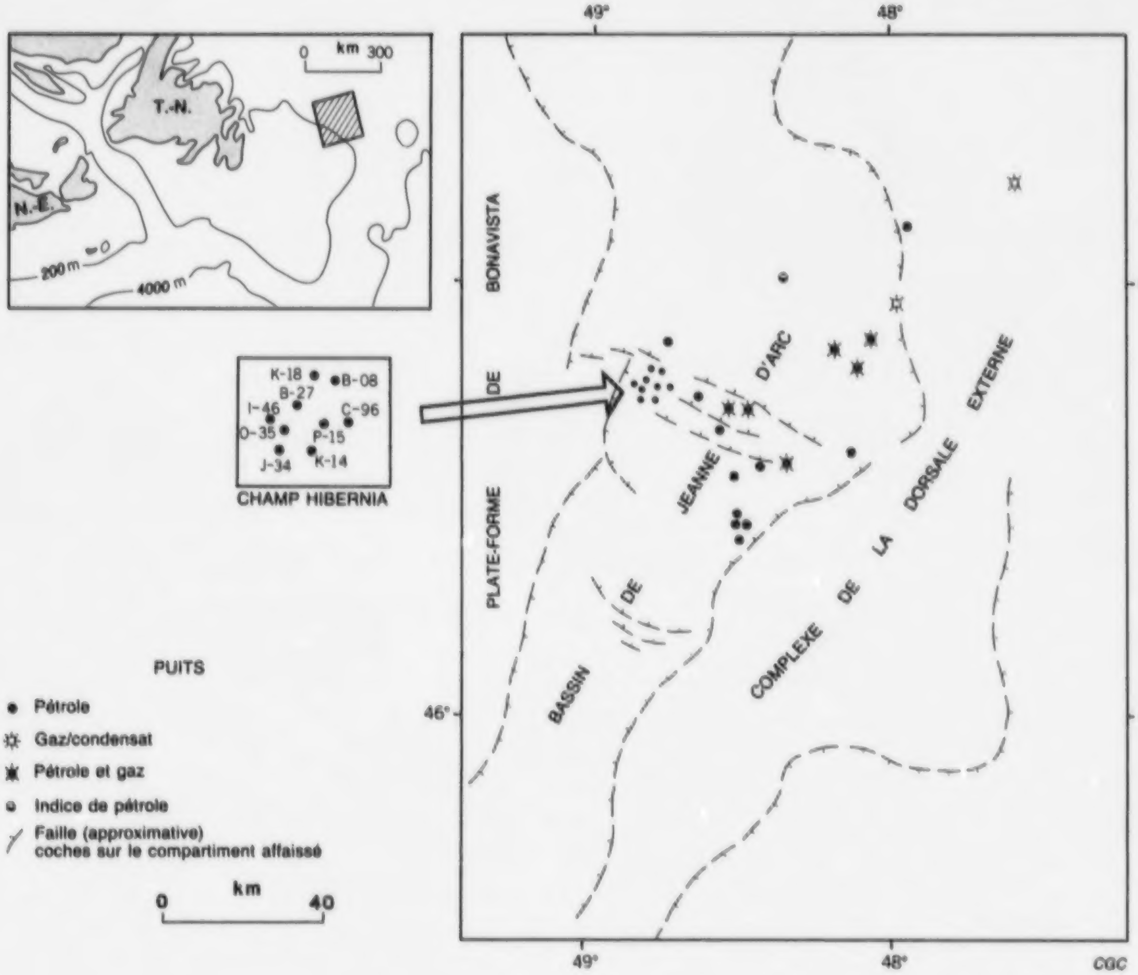


Figure 12-13. Emplacement des puits ayant donné lieu à des découvertes importantes de pétrole et de gaz dans le bassin de Jeanne d'Arc des Grands Bancs de Terre-Neuve.

Egret K-36 a recoupé une bonne séquence de roches mères de pétrole du Jurassique supérieur (Swift et Williams, 1980) et une excellente séquence réservoir du Crétacé inférieur.

En 1979, la Chevron Resources Canada et ses partenaires ont passé une entente de prise d'intérêt avec les sociétés Mobil et Gulf pour l'exploration du bassin de Jeanne d'Arc où ils ont foré le puits Hibernia P-15 sur un anticlinal de rebroussement voisin de la marge occidentale faillée du bassin. La découverte de pétrole qui en a résulté s'est traduite jusqu'à maintenant par le forage de puits dans trente autres structures au sein et à proximité du bassin de Jeanne d'Arc. Treize autres gisements d'hydrocarbures ont été découverts, donnant un taux de succès impressionnant de plus de 45 % pour cette étape du forage d'exploration.

Découvertes importantes

Tel que mentionné prédécemment, des indications du potentiel pétrolifère du bassin de Jeanne d'Arc avaient été recueillies dès le forage du puits Adolphus 2K-41. Depuis, quatorze découvertes importantes ont été faites : sept de pétrole, cinq de pétrole avec gaz et deux de gaz avec condensat. Les résultats complets des essais aux tiges sont présentés au tableau 12-4.

La découverte du champ Hibernia par la société Chevron, en 1979, a été non seulement la principale découverte de pétrole dans le bassin de Jeanne d'Arc mais également la première découverte sur la côte Est du Canada. Sept des huit zones mises à l'essai ont produit du pétrole au débit maximal individuel de 592,1 m^3/d. Huit des neuf puits de délimitation ont permis de confirmer l'étendue des

Tableau 12-4. Résultats d'essais aux tiges liés aux découvertes de pétrole et de gaz dans le bassin de Jeanne d'Arc.

Puits de découverte (année)	Intervalle (m)	Pétrole, condensat (m^3/d)	Débit de gaz ($10^6 m^3/d$)	Densité °API	Remarques
Hibernia P-15 (1979)	2 422-2 443	185,4	0,01	32,2	Formation d'Avalon
	3 742-3 746	321,3	0,06	34,5	Formation d'Hibernia
	3 805-3 822	592,1	0,12	35,5	
	3 841-3 845	343,4	0,05	34,7	
	3 852-3 856	422,4	0,05	34,9	
	3 898-3 905	Aucun écoulement; récupération d'eau salée			
	4 113-4 129	127,2	0,01	32,1	Formation de Jeanne d'Arc; réservoir en surpression
	4 113-4 134	89,7	0,01	33,5	
Ben Nevis I-45 (1980)	2 378-2 446	4 essais; aucun écoulement, récupération de pétrole et d'eau			Formation d'Avalon
	2 891-2 894	41,5	0,29	48,1	
	4 112-4 477	6 essais; formation peu perméable, récupération de pétrole et de gaz en traces			Formation d'Hibernia; réservoir en surpression
	4 535-4 550	253,7	0,34	38,9	
Hebron I-13 (1981)	1 866-1 876	121,1	0,01	19,0	Formation d'Avalon
	1 905-1 916	110,2	0,003	13,6	
	2 923-2 940	491,4	0,04	29,0	Formation d'Hibernia
	3 842-3 857	848,3	0,08	31,0	Formation de Jeanne d'Arc; réservoir en surpression
	4 368-4 381	596,5	0,11	36,0	
South Tempest G-88 (1981)	3 826-3 834	23,1	0,05	39,4	Jurassique supérieur; réservoir en surpression
	4 041-4 049	30,5	0,01	40,7	
	4 109-4 117	198,7	0,14	[illegible]2,0	
Nautilus C-92 (1982)	3 285-3 300	334,0	0,05	31,0	Formation d'Avalon; réservoir en surpression
	3 325-3 336	418,1	0,07	31,3	
	3 982-4 001	traces de condensat	0,15		membre «C» de la Formation de Missisauga; réservoir en surpression
North Dana I-43 (1983)	4 537-4 548	45,3 (condensat)	0,35		Rapport de presse
Terra Nova (1984)	3 329-3 336	187,0	0,03	32,5	Rapport de presse
	3 380-3 397	597,0	0,07	33,4	
	3 410-3 423	823,0	0,11	33,4	
	3 530-3 544	124,0	0,01	S/O	
Trave E-87 (1984)	2 144-2 150	15,3 (condensat)	0,19		Rapport de presse
	2 231-2 238	86,8 (condensat)	0,51		
South Mara C-13 (1984)	2 952-2 958	275,7	0,06	34,7	Rapport de presse
	2 926-2 932	104,9 (condensat)	0,40	58,7	
Whiterose N-22 (1985)	2 663-2 680	107,3 (condensat)	0,61	54	Rapport de presse
	2 689-2 695	25,9 (condensat)	0,03	54	
	2 724-2 727	aucune donnée	0,04		
	3 542-3 554	87,0	0,01	32	
	3 565-3 572	57,4	0,01	32	
Beothuk M-05 (1985)[*1]	2 740-3 061	4 essais; 3 ont donné du pétrole meilleur débit : 226,0		31	Rapport de presse
Mara M-54 (1985)	1 851-1 857	98,6	0,003	21,6	Rapport de presse
	2 403-2 408	122,4	0,01	21,5	
	2 704-2 708	Petites quantités de pétrole et d'eau		11	
West Ben Nevis B-75 (1985)	2 002-2 015	97,0	0,01	28,1	Rapport de presse
	2 044-2 065	Eau de formation seulement			
	2 445-2 465	340,1	0,02	22,8	
	4 498-4 507	953,9	0,14	33,7	
North Ben Nevis P-93 (1985)	3 062-3 067	91,6 (condensat)	0,48		Rapport de presse
	3 080-3 085	625,9	0,05	34,0	
	3 091-3 095	448,6	0,03	34,0	
Fortune G-57 (1986)	3 989-4 002	215,4	0,07	35,5	Rapport de presse
	4 031-4 040	107,9	0,01	34,8	
	4 401-4 453	786,0	0,15	35,5	

[*1] Inclus dans le champ Terra Nova.

zones pétrolières au-dessus de la structure. Cependant, ces puits et les cartes sismiques tridimensionnelles ont révélé que la stratigraphie et la structure du champ Hibernia sont très complexes. En 1985, la société Mobil a indiqué que le volume des réserves les plus susceptibles d'être récupérées était de 83,5 × 10^6 m^3.

Onze des gisements découverts par la suite sont regroupés dans une région restreinte, près du champ Hibernia. Huit d'entre eux sont associés à une zone de failles transbassinales qui recoupe ce secteur (Grant et al., 1986). Cette zone structurale est un complexe de failles traversant le bassin, à rejet antithétique et à rejet plongeant vers le bassin. Immédiatement à l'est du champ Hibernia, de récentes découvertes faites aux puits North Ben Nevis P-93 et West Ben Nevis B-75 ont suscité un intérêt en raison de leur proximité du gisement Hibernia et des découvertes faites aux puits Ben Nevis I-45 et Hebron I-13. Les résultats d'essais dans le puits d'exploration North Ben Nevis P-93, situé 25 km à l'est du champ Hibernia, ont été rendus publics à la fin de 1985 par la Husky-Bow Valley (fig. 12-17). Deux zones ont produit du pétrole et du gaz et une zone, du gaz et du condensat. L'essai le plus profond dans l'intervalle allant de 3 091 à 3 095 m a donné un débit de pétrole et gaz de 448,8 m^3/d. Dans le deuxième intervalle, le débit a été de 625,9 m^3/d et de 0,05 × 10^6 m^3/d à travers une duse de 28 mm. L'intervalle le moins profond a donné un débit de 0,48 × 10^6 m^3/d de gaz avec 91,6 m^3/d de condensat. Dans leur communiqué de presse, les sociétés ont également indiqué que le gisement de North Ben Nevis pourrait être la première zone exploitée, à condition que le forage de délimitation qui suivra confirme à la fois l'interprétation sismique et la continuité du réservoir. Au puits West Ben Nevis B-75, situé à mi-chemin entre les découvertes importantes de pétrole faites aux puits Ben Nevis I-45 et Hebron I-13, du pétrole et du gaz se sont écoulés de trois zones. Dans l'intervalle le plus profond, de 4 498 à 4 507 m, le débit de pétrole a été de 953,9 m^3/d et celui de gaz, de 0,14 × 10^6 m^3/d. Dans les deux intervalles les moins profonds, les débits ont été de 340,1 m^3/d et de 97,0 m^3/d. Petro-Canada et ses partenaires ont poursuivi la délimitation de la réserve de pétrole Terra Nova découverte en 1984 à l'extrémité sud-est de cet alignement. En 1985, la société Canterra a foré le puits Beothuk M-05, à environ 7 km au sud du puits de découverte Terra Nova K-08. Dans deux des trois zones, le pétrole a donné des débits atteignant 228,0 m^3/d. En raison de leur proximité, les puits Beothuk et Terra Nova ont été combinés aux fins de calcul des ressources. À la fin de 1985, Petro-Canada et ses partenaires ont fait connaître les résultats de leur programme d'essai réalisé au deuxième puits de délimitation concluant, Terra Nova I-97. La société Mobil et ses partenaires ont fait connaître les résultats d'essais réalisés au puits de découverte Mara M-54, situé immédiatement à l'est du champ Hibernia. Le débit maximal de pétrole dans deux des trois intervalles a été de 122,4 m^3/d.

De l'autre côté du bassin de Jeanne d'Arc, la Husky-Bow Valley et ses partenaires ont découvert un gisement de gaz et condensat après avoir foré le premier puits de leur accord d'affermage, Trave E-87. Ils ont ensuite découvert du gaz et du pétrole dans le puits Whiterose N-22, en 1984. Deux puits de délimitation fructueux, Whiterose J-49 et Whiterose L-61, ont depuis lors été forés. Les résultats de quatre essais effectués dans le puits Whiterose J-49 ont été publiés à la fin de 1985. Du pétrole et du gaz se sont écoulés au cours de deux essais; le débit le plus élevé de pétrole provient de l'intervalle de 3 093 à 3 106 m et a atteint 268,0 m^3/d et celui de gaz a été de 0,10 × 10^6 m^3/d. Deux zones ont produit du gaz et du condensat. Les débits maximaux enregistrés dans l'intervalle de 3 063 à 3 067 m ont été de 18,0 × 10^6 m^3/d pour le gaz et de 25,0 m^3/d pour le condensat. Dans le second puits de délimitation, Whiterose L-61, trois zones ont été mises à l'essai, mais une seule a produit des hydrocarbures : du gaz au débit de 0,69 × 10^6 m^3/d et du condensat au débit de 69,0 m^3/d.

La découverte la plus récente dans le bassin a été faite grâce au puits Fortune G-57 de la Husky-Bow Valley. Les résultats d'essai comprennent des débits de pétrole et de gaz de trois zones d'essai, le débit maximal étant de 786,0 m^3/d pour le pétrole de 35,5° API et de 0,15 × 10^6 m^3/d pour le gaz. Le dernier gisement de gaz découvert, par le puits North Dana I-43, est situé dans le complexe de la dorsale externe, complexe structural élevé qui longe la marge est du bassin de Jeanne d'Arc.

En résumé, quatorze puits de découverte importants ont été forés à moins de 100 km du champ Hibernia. Ils se trouvent tous, sauf deux, dans le bassin de Jeanne d'Arc lui-même.

Ressources découvertes et caractéristiques des hydrocarbures

Les estimations des ressources découvertes (récupérables) fondées sur la meilleure estimation courante des quatorze découvertes importantes sont de 169,8 x 10^6 m^3 de pétrole et condensat et de 65,1 x 10^9 m^3 de gaz naturel (tableau 12-5).

Le pétrole de nombreux gisements a fait l'objet d'analyses géochimiques détaillées, mais pas le gaz (L.R. Snowdon, communication personnelle, 1986). Les pétroles présentent tous des similitudes géochimiques indiquant qu'ils appartiennent à la même famille génétique. La hauteur et la distribution relative des pics sont très semblables sur les chromatogrammes en phase gazeuse des fractions saturées et sur les chromatogrammes du triterpène et du stérane obtenus par chromatographie en phase gazeuse et spectrométrie de masse de pétroles provenant de puits différents

Tableau 12-5. Ressources découvertes et potentiel en hydrocarbures dans le bassin de Jeanne d'Arc et la plate-forme nord-est de Terre-Neuve.

Découvertes importantes		
Pétrole :	7	
Pétrole et gaz :	5	
Gaz :	2	
Total :	14	
	Pétrole et condensat 10^6m^3	Gaz 10^9m^3
Ressources découvertes	169,8	65,1
Potentiel	1337,0	345,5
(%) découvert	12,7%	18,8%

(McAlpine et al., 1986). De plus, les compositions normalisées des composés en C_7 varient peu comme le montrent les données de catégorie essence d'échantillons de pétroles et de condensats récupérés dans sept puits (voir la fig. 6-3, chapitre 6). Les analyses des biomarqueurs de stérane montrent un regroupement semblable. Les proportions des stéranes en C_{27}, C_{28} et C_{29} 5α(H) de 31 pétroles de 13 puits révèlent des variations de composition si infimes qu'ils proviennent probablement d'une même roche mère (P. Brooks, communication personnelle, 1986). Si l'on se fonde sur la composition en stérane, le pétrole se serait formé dans une roche mère marine de type II, riche en phytoplancton (P. Brooks, communication personnelle, 1986).

Roches mères

Le bassin de Jeanne d'Arc est le seul secteur au large de la côte Est du Canada où des roches mères pétrolifères riches et matures ont été repérées. Elles ont été pour la première fois localisées dans le puits Egret K-36 par Swift et Williams (1980), dans une séquence de shale calcaire du Kimméridgien, au sein du Membre d'Egret de la Formation de Rankin (fig. 12-14). Les couches de la roche mère se distinguent par leur signature diagraphique et leur réponse à une analyse Rock-Eval (McAlpine et al., 1986). La figure 12-15 illustre la signature diagraphique du Membre d'Egret dans les puits South Tempest G-88 et Hibernia K-18. La roche mère affiche un temps de parcours des ondes sonores relativement élevé, une faible densité, une porosité élevée et une résistivité élevée comparativement aux shales adjacents. Un résumé des analyses Rock-Eval du même intervalle stratigraphique est présenté à la figure 6-30 du chapitre 6. Le paramètre T_{max} est un indicateur de l'état de maturation de faible intérêt. L'indice de production ($S_1/(S_1 + S_2)$) indique la quantité d'hydrocarbures présents (S_1) en fonction de la capacité résiduelle de formation d'hydrocarbures totale de l'échantillon ($S_1 + S_2$). Dans le puits Hibernia K-18, (S_2/S_2) s'approche de 50 %. Le rapport S_2/S_3 donne la quantité d'hydrocarbures produits en fonction du gaz carbonique d'origine organique libéré par pyrolyse entre 300 et 390°C. Des valeurs élevées comme celles enregistrées dans le puits Hibernia K-18 indiquent un kérogène de type I ou II. Ces valeurs sont confirmées par l'indice d'hydrogène élevé. La teneur en carbone organique sert à mesurer la richesse de la roche mère, et la réponse des échantillons du puits Hibernia K-18 est en général élevée, variant entre 3 et 9 %. Des indices d'hydrogène élevés sont caractéristiques de roches mères de types I et II. Un diagramme croisé de l'indice d'hydrogène et de l'oxygène du puits Trave E-87 (fig. 12-16) fait ressortir le fait que le Membre d'Egret peut être classé comme une roche mère de pétrole de type II.

Les mêmes caractéristiques géochimiques du Membre d'Egret dans le puits Hibernia K-18 se retrouvent dans tous les intervalles corrélatifs des autres puits du bassin de Jeanne d'Arc et confirment que le membre est en grande partie composé d'une roche mère de type II, riche en phytoplancton marin. Il est en outre de plus en plus évident que cette séquence s'étend sur une grande étendue au sein du bassin de Jeanne d'Arc et que son épaisseur varie en général de 75 à 100 m (Grant et McAlpine, chapitre 6). Dans ces circonstances, le Membre d'Egret apparaît être la roche mère des pétroles contenus dans les grès jurassiques et crétacés du bassin de Jeanne d'Arc. Ce fait est confirmé par la correspondance entre les signatures géochimiques des pétroles et de la roche mère, révélée, par exemple, dans leur fragmentogrammes de masse (fig. 6-32 du chapitre 6).

On ne sait pas encore si le Membre d'Egret s'est déposé sur toute l'étendue du bassin. Il est présent en bordure du bassin de Jeanne d'Arc dans tous les puits qui pénètrent

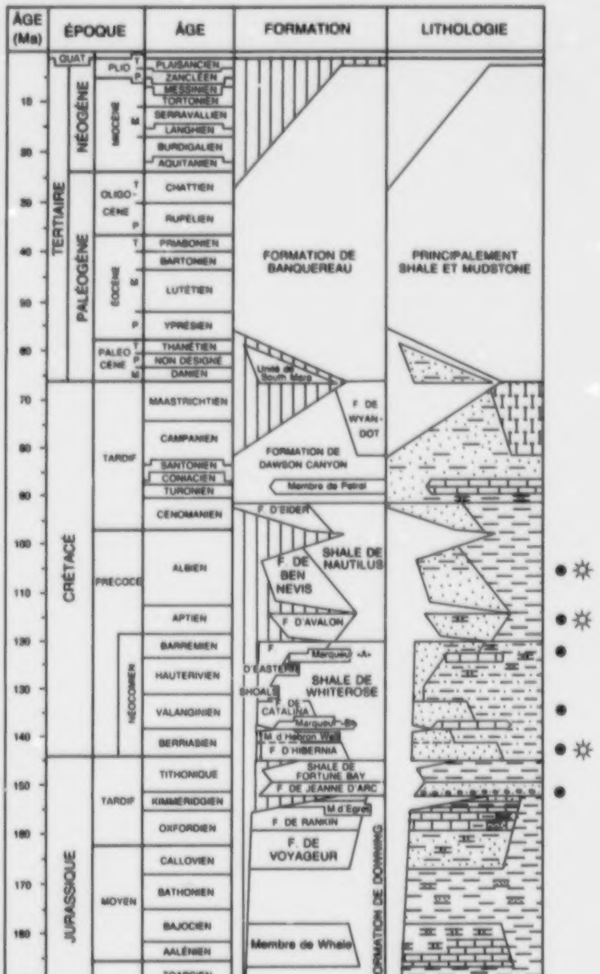


Figure 12-14. Stratigraphie et lithologie du bassin de Jeanne d'Arc (d'après Grant et McAlpine, chapitre 6).

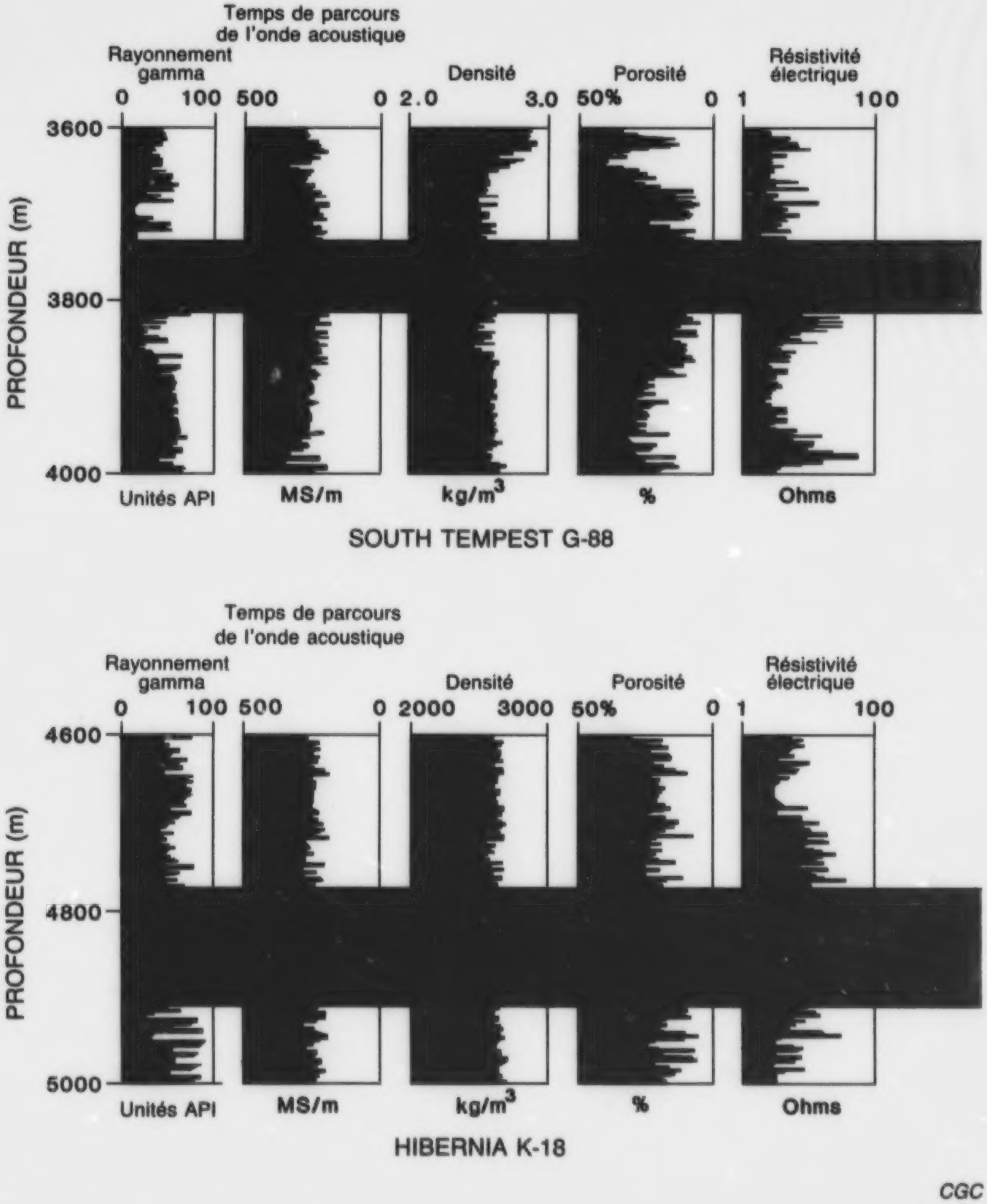


Figure 12-15. Diagraphies de la roche mère du Membre d'Egret dans les puits South Tempest G-88 et Hibernia K-18 du bassin de Jeanne d'Arc (d'après McAlpine et al., 1986).

la séquence corrélative du Jurassique supérieur; de plus, le pétrole du puits Adolphus 2K-41 provient probablement du Membre d'Egret, dans la région axiale du bassin (Grant et McAlpine, chapitre 6).

Les données actuelles indiquent que le Membre d'Egret a une haute teneur en calcaire argileux au sud mais qu'il est en grande partie composé de shale et de siltstone organiques non calcaires au nord (McAlpine et al., 1986).

Le Membre d'Egret est manifestement la roche mère du pétrole piégé dans le bassin de Jeanne d'Arc, mais l'origine du gaz n'est pas aussi nettement définie. Grant et McAlpine (chapitre 6) proposent deux roches mères possibles: 1) les calcaires et shales de maturité avancée du Membre d'Egret; et 2) les shales du Crétacé inférieur à teneur élevée en carbone organique. La formation de gaz dans l'une ou l'autre de ces unités est compatible avec la subsidence et la déformation du bassin de Jeanne d'Arc, mais cette question n'a pas encore été traitée de façon analytique.

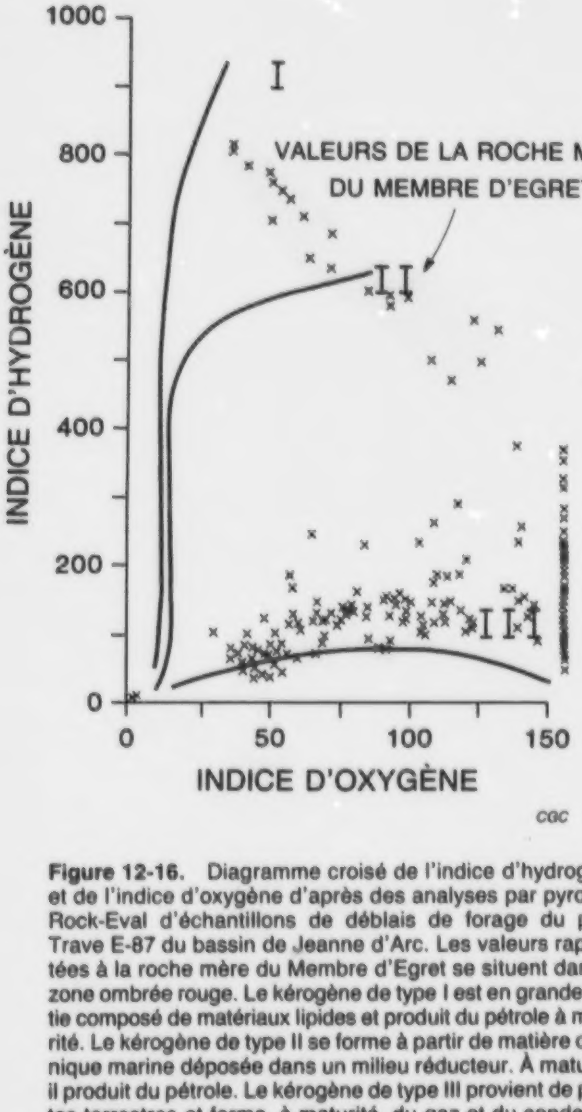


Figure 12-16. Diagramme croisé de l'indice d'hydrogène et de l'indice d'oxygène d'après des analyses par pyrolyse Rock-Eval d'échantillons de déblais de forage du puits Trave E-87 du bassin de Jeanne d'Arc. Les valeurs rapportées à la roche mère du Membre d'Egret se situent dans la zone ombrée rouge. Le kérogène de type I est en grande partie composé de matériaux lipides et produit du pétrole à maturité. Le kérogène de type II se forme à partir de matière organique marine déposée dans un milieu réducteur. À maturité, il produit du pétrole. Le kérogène de type III provient de plantes terrestres et forme, à maturité, du gaz et du condensat (Tissot et Welte, 1984).

Maturation et migration

Comme roche mère de type II, le Membre d'Egret de la Formation de Rankin a probablement produit du pétrole à un état de maturation organique équivalent à une R_o comprise entre 0,5 et 1,2 %. La figure 12-17, établie à partir des données des puits indiqués, représente la distribution des niveaux de réflectance de la vitrinite (R_o) figurant l'état de maturation du sommet du Membre d'Egret. L'interprétation de cette figure montre que la plupart des découvertes de pétrole et de gaz ont été faites dans la zone actuellement mature quant à la formation de pétrole ou en amont-pendage par rapport à elle (McAlpine et al., 1986). Il est également clair qu'aucun gisement n'a été découvert dans l'extrême sud du bassin en raison, fort probablement, de l'absence de cette séquence de roche mère (Powell, 1985; McAlpine et al., 1986).

Von der Dick et Meloche (1986) ont entrepris la modélisation de l'indice temps-température de la formation de pétrole dans le bassin de Jeanne d'Arc et en ont conclu que le pétrole a commencé à se former vers 80 Ma, au Crétacé tardif, et que le point culminant de la formation a été atteint vers 30 Ma, durant l'Oligocène. Ces conclusions sont en général compatibles avec une étude antérieure faite par Ervine (1985) selon laquelle le Membre d'Egret, au puits Nautilus C-92, n'aurait pas atteint l'état de maturation nécessaire à la formation maximale de pétrole (R_o = 0,8 %) avant l'Éocène précoce (Ervine, 1985). Si le Membre d'Egret se trouve dans la partie la plus profonde du bassin, près des puits Adolphus (fig. 12-17), la formation de pétrole à cet endroit pourrait avoir débuté, selon des calculs préliminaires, au Crétacé moyen (D.N. Skibo, communication personnelle, 1986). Si c'était le cas et si le pétrole avait migré vers l'amont-pendage avant d'être piégé, des traces d'imprégnation pourraient subsister. Le fait qu'aucune trace n'ait été relevée appuie indirectement le scénario chronologique proposé par Von der Dick et Meloche (1986) étant donné que presque tout le pétrole et le gaz du bassin de Jeanne d'Arc est contenu dans des grès du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, à l'intérieur de pièges structuraux formés après et pendant le Crétacé moyen (Grant et McAlpine, chapitre 6). Par conséquent, le remplissage a probablement eu lieu avant le développement de la discordance d'Avalon et des discontinuités associées au Crétacé moyen et après le dépôt d'une grande partie de la séquence sus-jacente du Crétacé supérieur-Tertiaire. Compte tenu de la géométrie actuelle du bassin (fig. 12-18), tout autre scénario devrait faire intervenir l'évolution du flux thermique.

La distribution actuelle des roches mères matures du Membre d'Egret indique que, si la plupart des réservoirs contenant des hydrocarbures se sont remplis à la toute fin du Tertiaire, il n'est pas nécessaire d'invoquer une migration latérale sur de longues distances (fig. 12-17). De toute évidence, il s'est néanmoins produit une migration verticale importante pour que le pétrole se retrouve dans des réservoirs s'échelonnant du Jurassique tardif au Tertiaire précoce (Mara M-54). De plus, le pétrole contenu dans un intervalle de grès au sein du Calcaire de Petrel, au puits

Adolphus 2K-41, a soit été formé et mis en place par migration verticale avant ou durant le Tertiaire précoce, soit migré latéralement sur des dizaines de kilomètres si sa formation est plus récente.

McAlpine et al. (1986) et Grant et McAlpine (chapitre 6) ont attribué un rôle important à la migration verticale. Selon eux, les fluides contenant des hydrocarbures se sont déplacés vers le haut périodiquement, le long de failles et de fractures qui se sont ouvertes par suite du développement de surpressions. Ils ont également indiqué que nombre des puits de découverte traversent des zones en surpression et que la roche mère du Membre d'Egret, elle-même, est en surpression dans de nombreux puits. La surpression dans ces zones se rapproche de 100 megaPascals

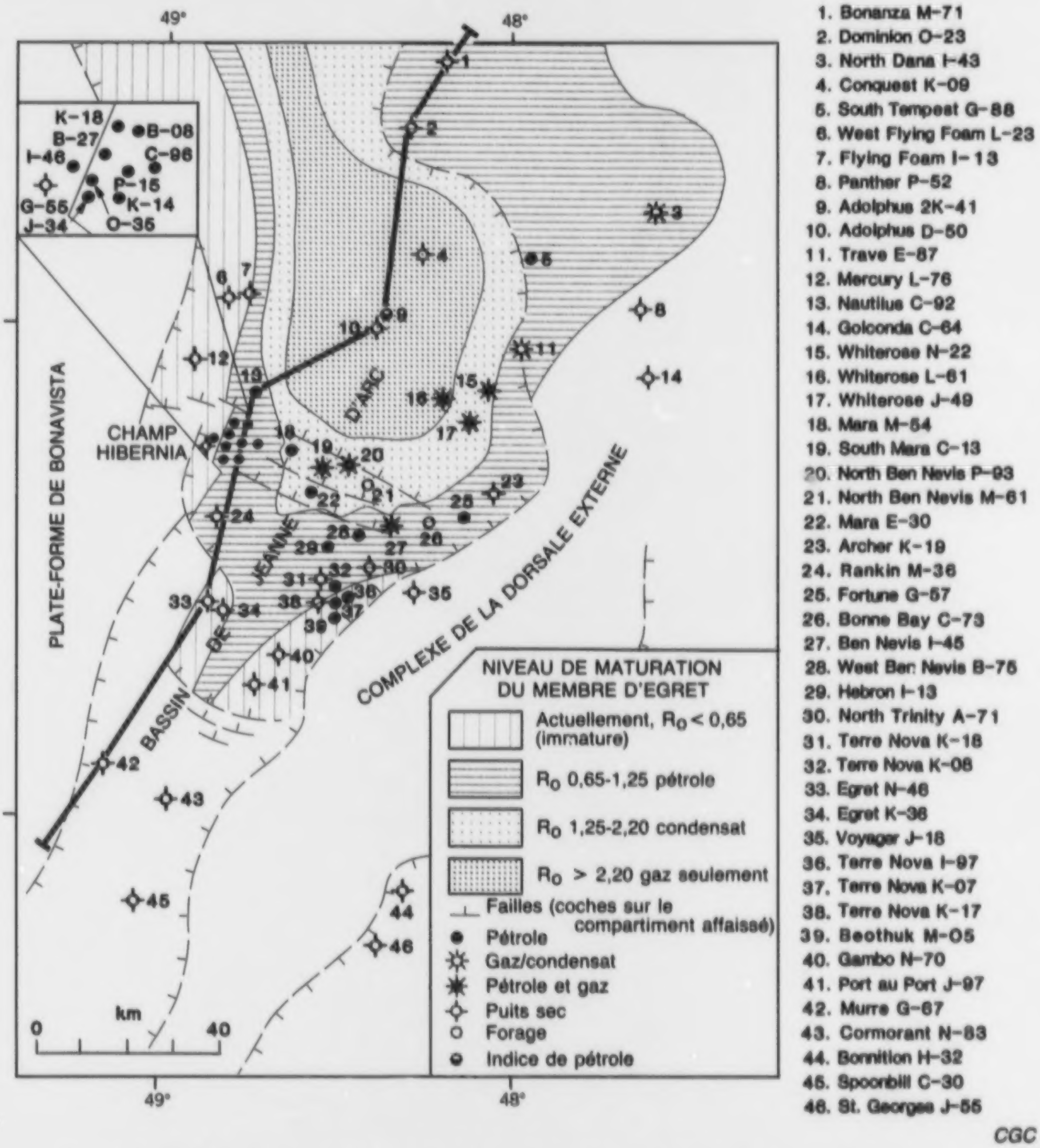


Figure 12-17. État de maturation organique des roches du sommet du Membre d'Egret de la Formation de Rankin, dans le bassin de Jeanne d'Arc, d'après la réflectance de la vitrinite.

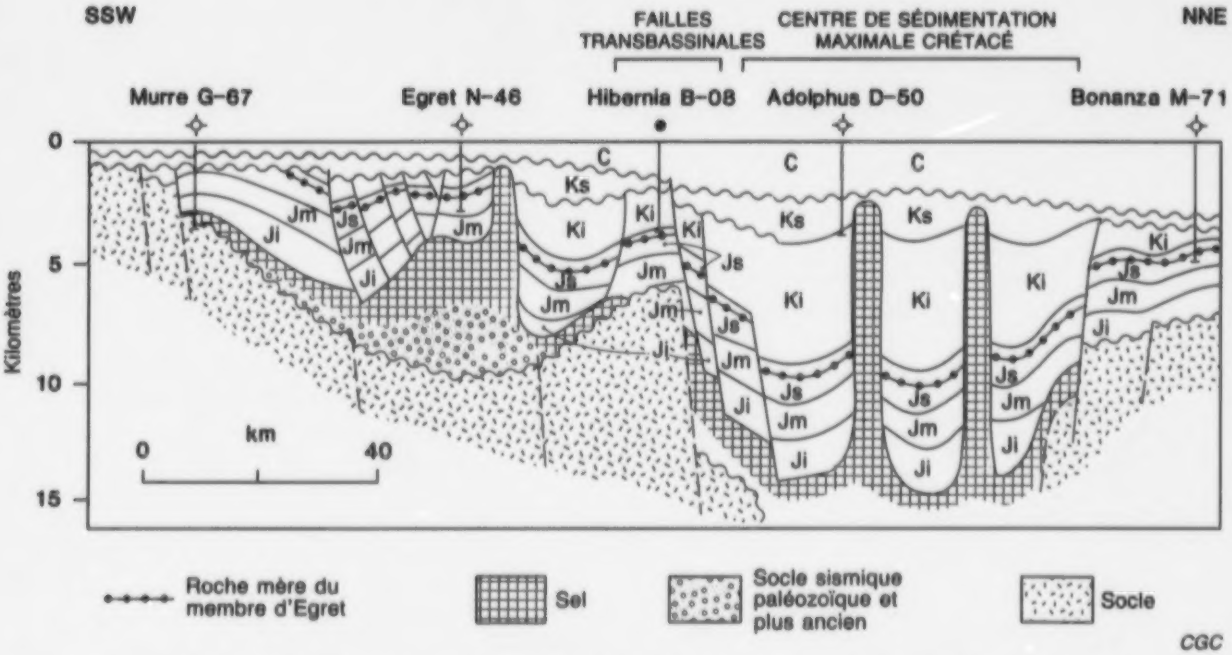


Figure 12-18. Coupe transversale du bassin de Jeanne d'Arc montrant la troncature de structures au niveau de la discordance (Avalon) du Crétacé moyen. Ji - Jurassique inférieur, Jm - Jurassique moyen, Js - Jurassique supérieur, Ki - Crétacé inférieur, Ks - Crétacé supérieur, C - Cénozoïque. Le Membre d'Egret est représenté comme un dépôt couvrant tout le bassin (d'après Avery et al., 1986).

(MPa) à 5 km de profondeur (McAlpine et al., 1986). À ces profondeurs, les pressions de fracturation des formations et les pressions interstitielles semblent converger (Bell et al., 1986) de sorte que des augmentations relativement petites dans les régimes actuels de pressions des fluides de formation pourraient à elles seules engendrer une fracturation et un mouvement ascendant des fluides. Si cela est possible aujourd'hui, il est probable que ce le fut également dans le passé géologique.

Grant et McAlpine (chapitre 6) mettent l'accent sur le fait que les augmentations du gradient de pression des fluides se produisent par étapes en fonction de la profondeur et ne peuvent donc pas être expliquées par la simple charge sédimentaire (B.S. Mudford, communication personnelle, 1986). L'ajout de fluides en profondeur est nécessaire et l'une des sources possibles est la formation d'hydrocarbures. Cela implique un mécanisme de remplissage comportant les étapes suivantes : 1) maturation des roches mères; 2) formation d'hydrocarbures; 3) augmentation de la pression des fluides plus rapide que leur capacité de dissipation; 4) fracturation des roches mères et des roches sus-aa-jacentes, fuite des fluides le long de ces fractures et abaissement des pressions; 5) reprises du cycle 2-3-4.

Les pétroles de réservoirs différents dans les mêmes puits présentent des états de maturation différents comme l'illustre la représentation du rapport 20S/20R des stéranes en C_{29} en fonction du rapport 14ß17ß/20R des stéranes en C_{29} (fig. 12-19). Les rapports de ces deux biomarqueurs étaient nuls au moment du dépôt de la roche mère du pétrole et, sur le diagramme, l'état de maturation augmente vers le haut et vers la droite. La dispersion des données montre que ces pétroles se sont formés à partir de roches mères ayant atteint divers états de maturation, ce qui implique une migration complexe comportant de nom-

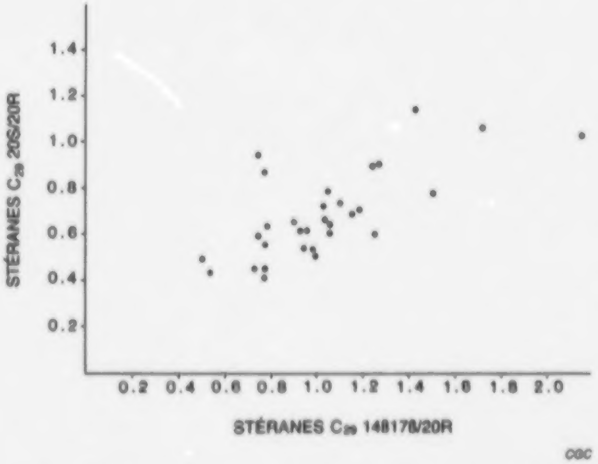


Figure 12-19. Représentation du rapport 20S/20R des stéranes en C_{29} en fonction du rapport 14ß17ß/20R des stéranes en C_{29} de 31 pétroles provenant de 13 puits du bassin de Jeanne d'Arc. L'état de maturation augmente vers le haut et vers la droite du diagramme. Tiré de P.W. Brookes (communication personnelle).

breux épisodes de remplissage des réservoirs individuels. Snowdon et Krouse (1986) ont relevé une distribution bimodale du $\delta^{13}C$ des isotopes du carbone dans des fractions de distillation de pétrole brut récupéré dans le puits Hebron I-13. Ce type de distribution isotopique peut indiquer que le pétrole provient de deux ou plusieurs impulsions d'hydrocarbures formés dans une roche mère ayant atteint des états de maturation nettement différents. Par ailleurs, le mélange de pétroles issus de deux ou plusieurs roches mères distinctes demeure une possibilité (Snowdon et Krouse, 1986).

Modèle de piégeage des hydrocarbures

Les conditions stratigraphiques, structurales et temporelles ont favorisé l'accumulation des hydrocarbures actuellement piégés dans le bassin de Jeanne d'Arc. Une séquence de roche mère susceptible de donner du pétrole s'est déposée au Jurassique tardif. Plus tard au Jurassique et au Crétacé précoce, cette séquence a été enfouie sous une séquence d'unités gréseuses (réservoirs), séparées par des shales (roches étanches supérieures). Au Crétacé moyen, avant qu'une quantité importante de pétrole (s'il y a lieu) ne se soit formée dans les roches mères du Jurassique supérieur, des failles plongeant vers le bassin se sont développées formant des pièges dans des anticlinaux de rebroussement et entraînant la rotation de blocs faillés. La plupart des failles semblent avoir procuré une bonne étanchéité latérale.

Le soulèvement régional, conjugué à un gauchissement local vers le haut causé par un diapirisme salifère, a provoqué une érosion et une pénéplanation subaériennes étendues (discordance d'Avalon), mais les grès réservoirs du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur et les pièges structuraux associés ont été en grande partie conservés. Par la suite, un biseau de roches clastiques du Crétacé supérieur et du Tertiaire s'est déposé simultanément à une subsidence et un faible basculement. Heureusement, comme les lits au-dessus de la discordance d'Avalon étaient surtout composés de shale (étanche), ce n'est que dans l'isthme de l'extrême sud du bassin de Jeanne d'Arc que les lits de base déposés au-dessus de la discordance du Crétacé moyen contenaient des grès à travers lesquels une fuite aurait pu se produire.

L'enfouissement survenu au Crétacé tardif et au Tertiaire a contribué à créer les conditions thermiques nécessaires à la formation, dans la roche mère du Jurassique supérieur, de pétrole et peut-être également de gaz qui ont ensuite migré vers les grès réservoirs du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. La plupart des pièges ont vraisemblablement été remplis au cours du Tertiaire (Von der Dick et Meloche, 1986).

Évaluation du potentiel en hydrocarbures

Le potentiel en hydrocarbures du bassin de Jeanne d'Arc et du complexe de la dorsale externe adjacent a été évalué en 1983. Selon cette étude, les unités réservoirs les plus importantes sont les grès du Jurassique tardif et du Crétacé précoce au sein des formations de Jeanne d'Arc, d'Hibernia, de Catalina et d'Avalon (fig. 12-14). Sept zones pétrolières distinctes ont été définies en se fondant sur la combinaison de ces unités réservoirs avec les familles de structures (fig. 12-20). La présence de fermetures d'anticlinal de rebroussement et l'épaississement des unités réservoirs contre les failles limitant le bassin sont manifestes le long de la marge ouest du bassin, près de la plate-forme de Bonavista (zone pétrolière 1). Le gisement Hibernia est un excellent exemple de ce type de structure. Le développement en coussins du sel de la Formation d'Argo peut également contribuer à un gauchissement axial vers le haut. Un second type de zone pétrolière (zone pétrolière 2, fig. 12-20) se trouve à l'endroit où la zone de failles transbassinales traverse l'extrémité méridionale du bassin selon une direction nord-ouest entre les puits Hibernia et Terra Nova. Les pièges sont contenus dans les blocs soulevés et affaissés qui sont limités par des failles normales listriques et des failles antithétiques plongeant vers le bassin. D'autres zones pétrolières structurales correspondent au complexe de horsts et grabens de la dorsale externe composé principalement de grès du Jurassique supérieur (zone pétrolière 3), ainsi qu'aux crêtes et flancs de diapirs de sel dans le centre et la partie la plus profonde du bassin (zone pétrolière 4). De gros dômes et crêtes de sel pourraient créer des fermetures structurales et ont donc été la cible de forage de nombreux puits dans les bassins de la partie sud des Grands Bancs (zone pétrolière 6). De grandes fermetures à effet de drapage de faible relief, formées dans des roches réservoirs potentielles du Crétacé supérieur et du Tertiaire, ont été relevées sur des profils sismiques régionaux (zone pétrolière 7); enfin, des pièges stratigraphiques et des pièges de discordance pourraient être présents le long de la marge du bassin ou reposer sur les flancs des crêtes de sel (zone pétrolière 5).

La zone de failles transbassinales (zone pétrolière 2) est celle qui a été la plus forée à ce jour, suivie par la zone pétrolière de la marge du bassin (zone pétrolière 1). Les caractéristiques des données sismiques et le style structural de la zone Hibernia sont illustrés à la figure 12-21. La structure de la zone Hibernia elle-même y est observable, contiguë à la plate-forme de Bonavista, dont deux des nombreux blocs faillés sont illustrés.

Les résultats de l'évaluation (Procter et al., 1984) indiquent que la probabilité de trouver plus de 1 335 x 10^6 m^3 de pétrole et 354 x 10^9 m^3 de gaz naturel est de 50 % (tableau 12-5).

BASSIN DE TERRE-NEUVE EST

Le bassin de Terre-Neuve Est se trouve par plus de 400 m de profondeur et est limité au nord par l'arche de Cartwright et à l'est et au sud par le dôme Orphan et le bonnet Flamand peu profonds (fig. 12-1, et carte 850-A, en pochette).

Historique de l'exploration

Les activités d'exploration réalisées à ce jour ont surtout consisté à acquérir et interpréter les données sismiques recueillies par les principaux détenteurs de droits d'exploration : Shell Canada Resources, Petro-Canada Exploration Inc. et Esso Resources Canada. En 1979, le puits Blue H-28 de Texaco-Shell et de leurs partenaires a été foré par 1 486 m d'eau (fig. 1, en pochette). Il a été abandonné s'étant révélé improductif, mais un indice de gaz a été signalé dans une argilite tertiaire et une pâle fluorescence a été observée dans un grès du Crétacé inférieur.

Les travaux d'exploration dans cette zone ont été limités par la grande profondeur du fond marin qui a pour effet d'augmenter de façon importante le coût et la complexité

des opérations de forage et par l'absence d'une zone pétrolière susceptible de contenir des réservoirs mésozoïques, comparable aux zones pétrolières des régions adjacentes bien explorées.

Évaluation du potentiel en hydrocarbures

Le potentiel en pétrole et en gaz de cette région a été évalué en 1978 et les données ont été mises à jour par Procter et al. en 1984. Le style structural du bassin est caractérisé par un réseau complexe de blocs faillés affectant le socle et les unités paléozoïques, recouvert de roches clastiques tertiaires non déformées (fig. 12-22). Une analyse des données biostratigraphiques (Gradstein et Thomas, 1983) indique que cette région, située près du puits Blue H-28, s'est enfoncée, passant d'un niveau d'eau très peu profond à un niveau néritique puis bathyal, au cours du Crétacé

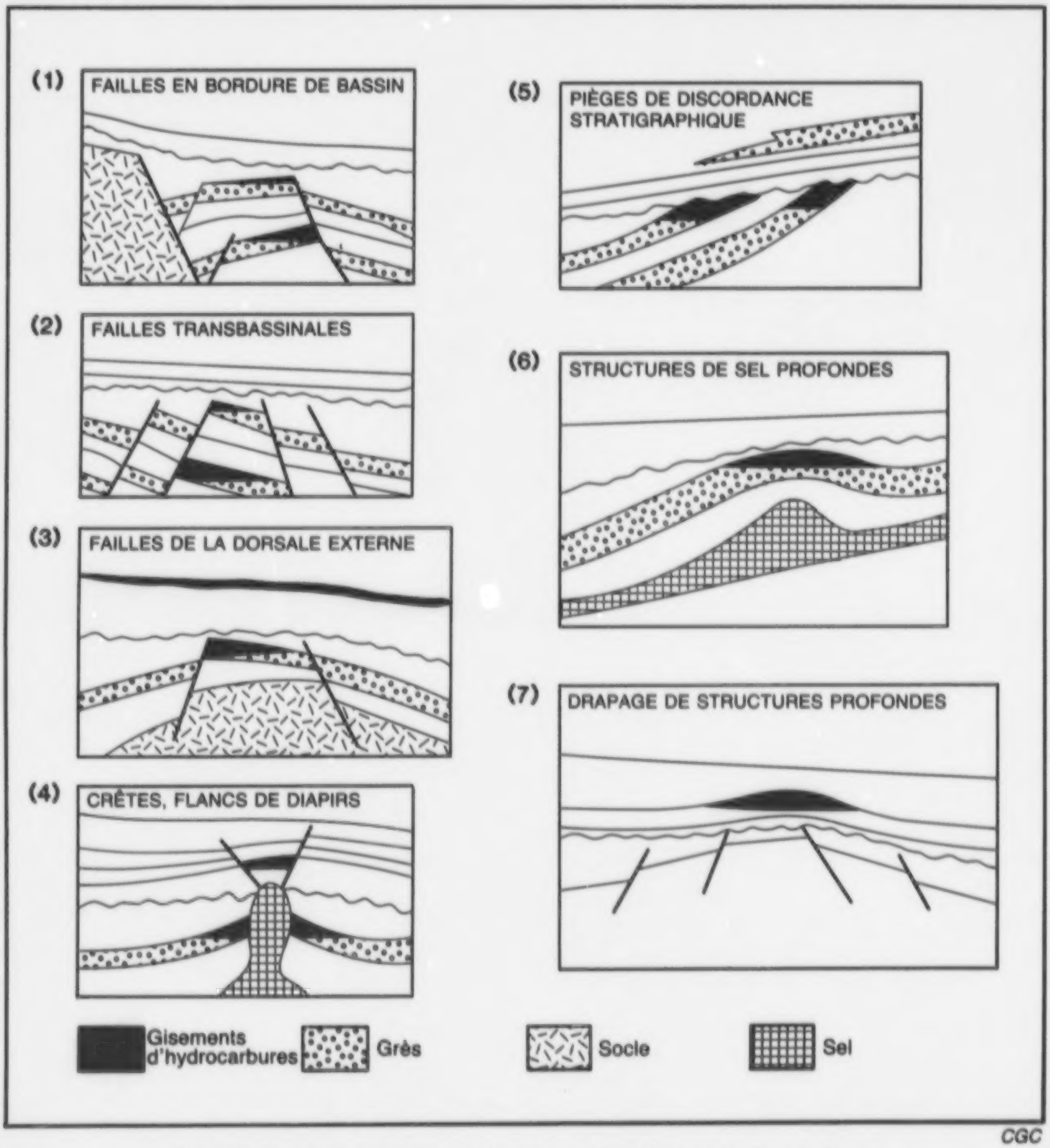


Figure 12-20. Types de zones d'hydrocarbures identifiés dans les Grands Bancs.

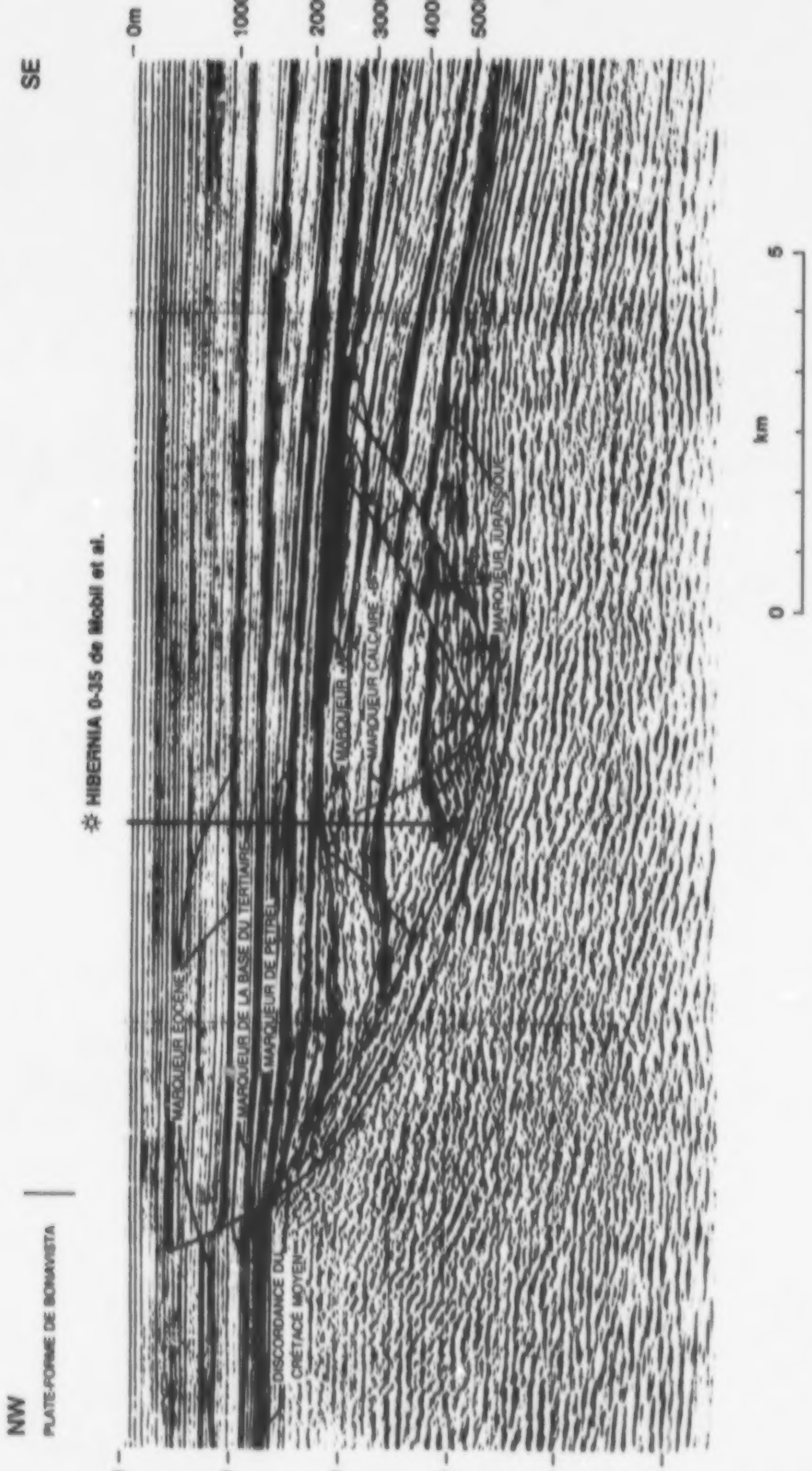


Figure 12-21. Profil de sismique-réflexion traversant la structure Hibernia.

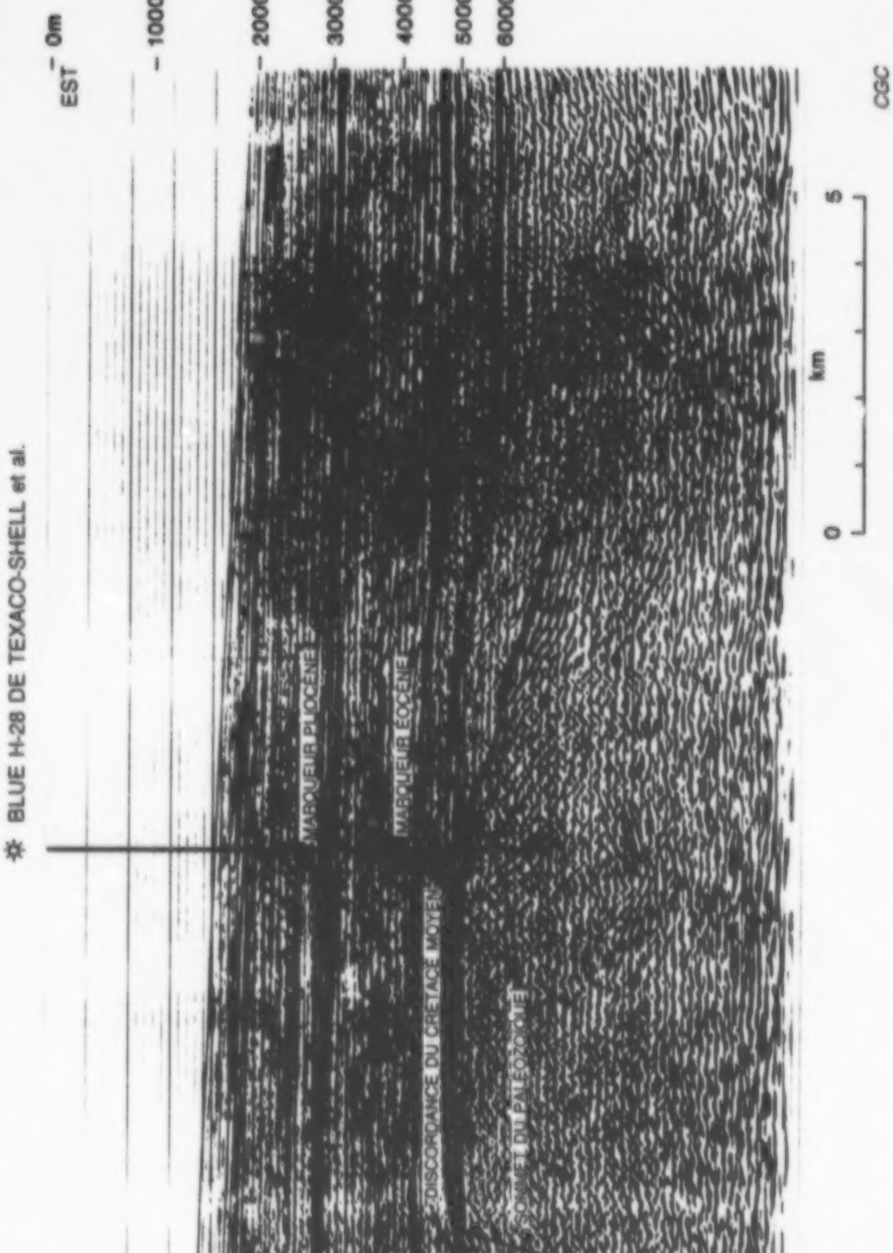


Figure 12-22. Profil de sismique-réflexion traversant le bassin de Terre-Neuve Est selon un plan contenant le puits Blue H-28.

moyen, et a continué à s'approfondir progressivement du Crétacé tardif au Tertiaire précoce.

Des grès poreux du Crétacé inférieur, déposés dans une zone épinéritique (Gradstein et Thomas, 1983), ont été intersectés dans le puits Blue H-28. Les autres réservoirs potentiels mis à l'essai dans le puits sont des calcaires et grès paléozoïques et des grès tertiaires. Sur les flancs des blocs faillés, pourraient également se trouver des réservoirs gréseux et carbonatés jurassiques.

Deux facteurs principaux limitent la possibilité d'identifier des séquences réservoirs dans ce bassin. Premièrement, la séquence tertiaire se compose de sédiments clastiques déposés dans un environnement distal dans lequel, toutefois, les blocs faillés positifs pourraient avoir constitué des sources locales de sédiments. Deuxièmement, il existe une possibilité de troncature des séquences réservoirs par érosion. Dans le puits Blue H-28, par exemple, on a identifié quatre discordances majeures (fig. 12-22) dont les plus importantes sont les discontinuités de la fin du Crétacé précoce et du début du Tertiaire.

Il faut se préoccuper non seulement des possibilités de développement de réservoirs appropriés, mais aussi s'attarder aux caractéristiques des roches mères et à leur état de maturation. La teneur en carbone organique au puits Blue H-28 dépasse 1 % dans la séquence crétacé-éocène, avec un intervalle dépassant 2,5 % dans les shales du Crétacé supérieur. Cependant, des études de maturation révèlent que la séquence de roche mère possible est immature. La maturité complète n'est pas atteinte dans le puits et la séquence paléozoïque présente une maturité avancée sous la discordance pré-crétacée (M.P. Avery, communication personnelle, 1986).

Bien que les données géochimiques recueillies dans le puits Blue H-28 ne soient pas encourageantes, l'état de maturation pourrait bien être plus favorable dans les zones d'intérêt plus profondes ou dans les pièges structuraux ou stratigraphiques des flancs de blocs faillés.

On a évalué le potentiel en hydrocarbures de trois zones pétrolières (fig. 12-23). La zone 1 comporte la séquence paléozoïque très déformée qui compose les grands horsts caractéristiques de la zone évaluée. Les facteurs de risque à considérer tiennent à la présence d'un faciès réservoir (jugée peu probable, en particulier dans les horsts surélevés qui ont été soumis à plusieurs périodes d'érosion), à la porosité du réservoir et à la présence de roches mères matures.

Bien qu'elle présente un facteur de risque élevé, l'existence de la zone pétrolière 2 se fonde sur la présence possible de réservoirs pré-crétacés sur le sommet et les flancs des grandes fermetures structurales. Le facteur de risque à considérer tient à la présence de faciès réservoirs et d'une roche mère appropriée. Les structures formées dans la séquence s'étendant du Paléozoïque à la discordance de la fin du Crétacé précoce, constituent une cible possible de cette zone pétrolière.

La zone pétrolière 3 est d'un concept semblable à celui de la zone 1, mais réfère à des réservoirs crétacés et tertiaires dont la fermeture résulte d'un moulage (structure à effet de drapage) sur de grands horsts. Les principaux facteurs de risque tiennent à la présence de réservoirs et l'existence d'une séquence de roche mère mature appropriée.

Des pièges stratigraphiques ou des pièges de discordance pourraient se trouver sur les flancs des blocs faillés; ils correspondraient aux limites de sédimentation ou d'érosion associées aux discordances du Tertiaire précoce ou de la fin du Crétacé précoce (fig. 12-22).

Le tableau 12-6 montre les estimations des ressources potentielles en hydrocarbures par zone pétrolière. Les valeurs publiées par Procter et al. (1984) sont également présentées.

PLATE-FORME DU LABRADOR ET PLATE-FORME SUD-EST DE BAFFIN

La plate-forme du Labrador s'étend du col Hawke, au sud, jusqu'au détroit d'Hudson, au nord, et englobe la plate-forme continentale située entre la côte du Labrador et l'isobathe de 400 m. La plate-forme sud-est de Baffin est située entre les détroits d'Hudson et de Davis et s'étend également de la côte jusqu'à l'isobathe de 400 m.

Historique de l'exploration

C'est en 1966 qu'ont commencé les travaux d'exploration géophysique de la plate-forme du Labrador par l'industrie pétrolière, notamment par la société Tenneco qui a réalisé des levés aéromagnétiques sur 14 000 km. En 1968, la

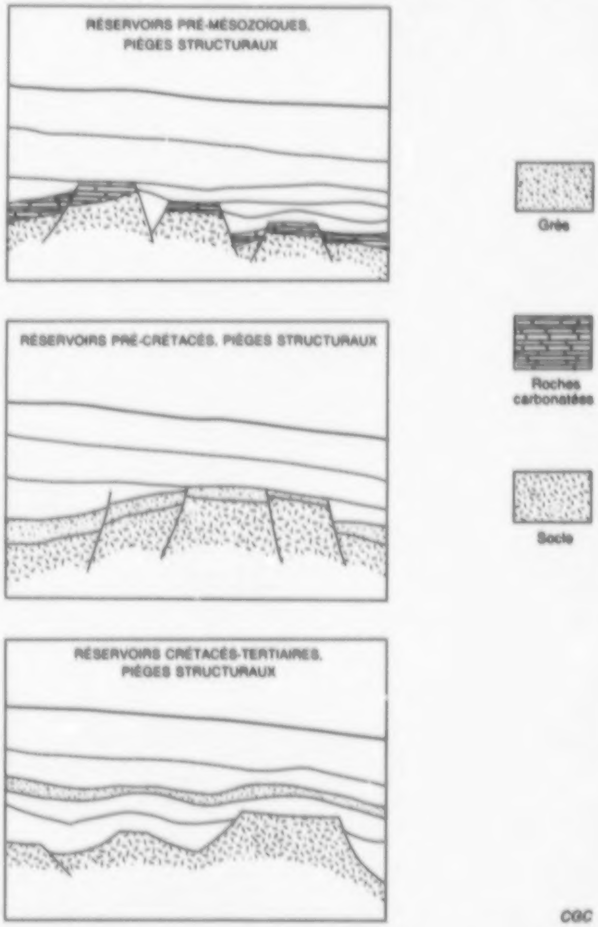


Figure 12-23. Types de zones d'hydrocarbures du bassin de Terre-Neuve Est.

Tableau 12-6. Estimation des ressources potentielles en hydrocarbures dans le bassin de Terre-Neuve Est.

Zone pétrolière	Pétrole (10^6m^3)	Gaz (10^9m^3)
Pré-Crétacé, structurale	181,7	215,2
Crétacé-Tertiaire, structurale	78,4	119,8
Pré-Mésozoïque, structurale	15,4	16,5
Total	283,5	362,7
Total (Procter et al., 1984)	270	370

Tenneco a mis en oeuvre un programme de sismique-réflexion sur 4 000 km. À ce jour, l'industrie a effectué 75 000 km de profils de sismique-réflexion qui ont servi à mieux comprendre le cadre tectonique et la géologie régionale et à délimiter les zones pétrolières.

Des forages d'exploration ont été réalisés entre 1971 et 1983, et 31 puits ont été complétés (tableau 12-1). La position des découvertes importantes, des indices et d'autres puits d'intérêt est indiquée à la figure 12-24. Trois puits n'ont pu permettre la réalisation d'essais diagnostiques en raison de leur faible profondeur de pénétration. Les autres puits ont permis d'analyser 25 structures et ont donné lieu à six découvertes importantes de gaz et de condensat, pour un taux de succès global de 24 %.

Le premier puits d'exploration, le puits Leif E-38 de la Tenneco et de ses partenaires, a été foré en 1971 sur ce qui semble être une structure à effet de drapage produite par la compaction différentielle autour des flancs d'une hauteur du socle. En 1973, la société Eastcan a exploré, à son tour, cette zone d'intérêt et a foré le puits Leif M-38 dans ce qui est maintenant reconnu comme un bloc de socle faillé et basculé. Au cours des sept années suivantes, la société Eastcan (devenue Total Eastcan) a foré 15 puits, dont trois ont donné lieu aux trois premières découvertes importantes. En 1976, la BP Canada a réalisé un forage d'exploration infructueux, Indian Harbour M-52. La Chevron Resources Canada a effectué deux forages d'exploration dans le cadre d'un accord d'affermage avec la Paddon Hughes. L'un d'eux, le puits Hopedale E-33, foré en 1978 sur un horst du socle a donné lieu à une découverte importante de gaz et condensat dans des réservoirs de roches carbonatées paléozoïques et de grès de la Formation de Bjarni. En 1980, Petro-Canada a remplacé la Total Eastcan comme exploitant du Labrador Group et a réalisé depuis lors la plupart des travaux d'exploration dans cette région. Huit puits d'exploration ont été forés par Petro-Canada entre 1980 et 1983; une découverte majeure de gaz et condensat a été faite au puits North Bjarni F-06 et une petite quantité de pétrole a été récupérée dans le puits North Leif I-05. En 1983, l'Énergie Canterra a foré sans succès le puits d'exploration South Hopedale L-39.

Trois puits d'exploration ont été forés sur la plate-forme sud-est de Baffin. En 1979, la société Esso et ses partenaires ont foré le puits Gjoa G-37 qui a été abandonné, s'étant révélé improductif. L'Aquitaine (maintenant l'Énergie Canterra) a foré et mis à l'essai, en 1979 et 1980, le puits Hekja 0-71, ce qui lui a permis de faire une découverte importante de gaz et condensat. Le deuxième puits d'exploration de la Canterra, le puits Ralegh N-18, a été abandonné en 1982, s'étant révélé improductif.

Découvertes importantes

Les six puits de découverte importants, les indices importants et les résultats d'essais aux tiges sont présentés au tableau 12-7. Les positions stratigraphiques des zones productives sont indiquées à la figure 12-25.

La première découverte de gaz et condensat dans la plate-forme du Labrador a été faite dans le puits Bjarni H-81 foré dans des grès du Crétacé inférieur de la Formation de Bjarni (McWhae et Michel, 1975). Le piège s'y est formé à l'intérieur d'une séquence sédimentaire qui recouvre en avancée et moule un bloc de socle faillé et surélevé (fig. 12-26a). Les méthodes sismiques indiquent que le relief et la fracturation sont beaucoup plus marqués au sommet de la Formation d'Alexis sous-jacente. La distribution de la zone pétrolière est limitée par la fermeture située au sommet de la partie inférieure de la Formation de Bjarni et par le contact gaz-eau. La diagraphie neutron-densité de la zone productive, dans le puits de découverte Bjarni H-81, indique que les intervalles les plus épais de la zone productive sont confinés à la partie supérieure de la séquence, avec plusieurs bandes minces en dessous. La séquence réservoir est un grès arkosique de mauvaise qua-

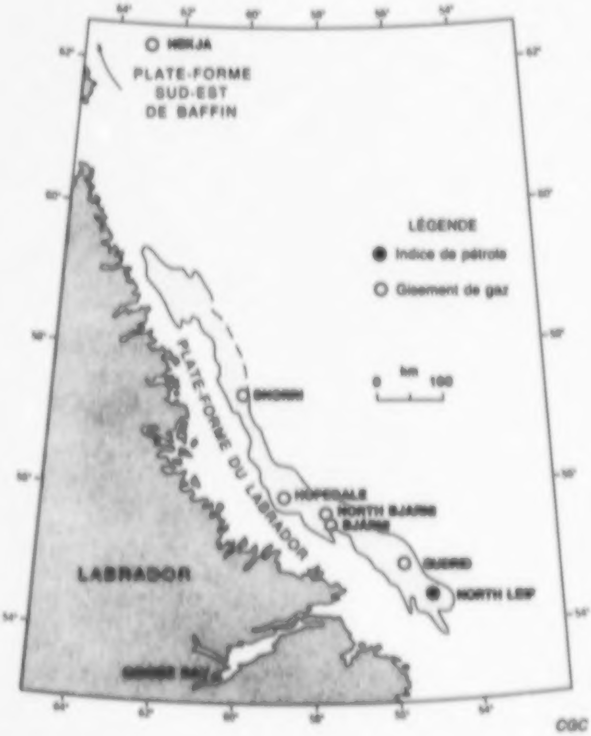


Figure 12-24. Gisements de gaz et indices de pétrole découverts dans la plate-forme du Labrador et la plate-forme sud-est de Baffin. Le pointillé figure le graben Erik qui contient des grès de la Formation de Bjarni du Crétacé inférieur. Les limites du graben Erik sont tirées de McMillan (1982).

Tableau 12-7. Résultats d'essais aux tiges liés aux découvertes de gaz, de condensat et de pétrole dans la plate-forme du Labrador et la plate-forme sud-est de Baffin.

Puits (années)	Intervalle (m)	Condensat (m^3/d)	Gaz ($10^6 m^3$/d)	Densité °API	Remarques
Bjarni H-81 (1974)	2 151-2 296	15,9 (cond.)	0,37	55	Formation de Bjarni
Gudrid H-55 (1974)	2 663-2 723 2 756-2 772	18,1 (cond.) 9,5 (cond.)	0,57 0,23	50 50	Dolomie paléozoïque Dolomie paléozoïque
Snorri J-90 (1976)	2 493-2 502	37,4 (cond.)	0,26		Membre supérieur de Gudrid (Formation de Cartwright)
Hopedale E-33 (1978)	1 948-1 959 1 983-1 997	49,3 (cond.) 79,5 (cond.)	0,40 0,55	60,1 58,6	Formation de Bjarni Roche carbonatée ordovicienne
North Bjarni F-06 (1981)	2 585-2 604		0,20-0,23 (est.)		Formation de Bjarni (essai non concluant)
North Leif I-05 (1981)	3 101-3 110	3,6 récupéré		33,1	Formation de Bjarni Indice de pétrole
Hekja O-71 (1980)	3 212-3 251	16,9 (cond.)	0,27	54	Sable de «Hekja» du Paléocène

lité, à grain grossier ou fin et de porosité intergranulaire faible ou excellente, qui est interstratifié avec du shale. Les grès de Bjarni proviennent probablement de l'érosion de crêtes locales dans un milieu continental-épicontinental.

Le puits Gudrid H-55 de la Eastcan et ses partenaires a permis d'identifier une zone productive de gaz et condensat dans un réservoir carbonaté paléozoïque. Umpleby (1979) a décrit le réservoir comme étant une micrite contenant des oncolites et des crinoïdes, dont la porosité intercristalline résulte d'une dolomitisation et d'un lessivage ultérieurs. La séquence réservoir est inclinée à 40° et est située au sommet d'un horst. Elle est moulée par des shales de la Formation de Markland du Crétacé supérieur-Paléocène qui assurent une bonne étanchéité (fig. 12-26b). La diagraphie acoustique indique une bonne porosité, les meilleures zones productives étant confinées à deux intervalles épais de la partie supérieure du réservoir.

Une découverte importante de gaz et condensat a été faite au puits Snorri J-90, foré par Eastcan et ses partenaires. Le réservoir est un grès paléocène attribué au Membre supérieur de Gudrid de la Formation de Cartwright (fig. 12-25, 12-26c). L'analyse de carottes révèle que le réservoir est un grès feldspathique à grain fin ou très fin qui a pu se déposer dans un milieu infralittoral peu profond. Ce grès constitue un bon réservoir et sa porosité moyenne dépasse 20 %. La diagraphie neutron-densité de la séquence productive présente une signature « massive » (Umpleby, 1979). Aucun contact gaz-eau n'a été observé. La structure Snorri est formée à l'intérieur d'une séquence sédimentaire du Crétacé et du Tertiaire inférieur qui recouvre en avancée et moule un bloc de socle faillé et surélevé (fig. 12-26c). Les shales de la Formation de Kenamu du Tertiaire inférieur assure une bonne étanchéité audessus de la séquence réservoir. Un essai aux tiges a été réalisé dans la partie inférieure de la zone productive (tableau 12-7) et a produit de bons débits de gaz et condensat, sans eau.

Le puits d'exploration Hopedale E-33, foré en 1978 par la Chevron et ses partenaires, a permis de découvrir du gaz et du condensat dans deux unités réservoirs, une unité carbonatée ordovicienne et le grès de la Formation de Bjarni. La structure Hopedale contient en son centre un bloc de socle faillé et surélevé. Les données sismiques illustrent un recouvrement en avancée par des sédiments crétacés. La compaction différentielle a produit un effet de drapage (moulage) et par conséquent, une fermeture structurale aussi peu profonde que le sommet de la Formation de Bjarni et la base de l'événement sismique de Markland (fig. 12-25). À cet endroit, la séquence réservoir de Bjarni est un grès à grain fin ou caillouteux, mal trié et composé de quartz et de feldspath anguleux et de cailloux ignés subarrondis. La porosité moyenne dans la séquence de la zone productive de 8 m semble être de 24 %, mais la diagraphie est de faible qualité et non fiable à cause d'un agrandissement du trou. L'autre unité réservoir, la séquence carbonatée ordovicienne, a environ 24 m d'épais et sa porosité moyenne est de 8 % selon les diagraphies neutron-densité. Des essais aux tiges fructueux (tableau 12-7) ont été réalisés dans les deux unités réservoirs.

Le puits North Bjarni F-06 a été foré par Petro-Canada et ses partenaires en 1980 et 1981 sur une structure située immédiatement au nord de la découverte Bjarni. La fermeture a été créée par un effet de drapage consécutif à une compaction différentielle au-dessus d'une structure de socle profonde. Une carotte prélevée de 2 452 à 2 458 m de profondeur dans la séquence réservoir de la Formation de Bjarni révèle qu'elle est composée de grès arkosiques mal triés, à grain fin ou grossier, possédant une matrice et un ciment kaolinitiques. Ces roches se sont probablement accumulées dans un milieu continental-épicontinental, à proximité de hauteurs granitiques. Les diagraphies neutron-densité de la zone productive et les carottes elles-mêmes révèlent une séquence uniforme dont la porosité est en moyenne de 17 %. Un essai aux tiges (de 2 579 à 2 604 m) réalisé dans la Formation de Bjarni a provoqué un écoulement de gaz vers la surface à un débit initial de 198 à 226 x 10^3 m^3/d, mais le train de tiges s'est coincé, par suite probablement de la formation d'hydrates de gaz, avant que l'on ait pu mesurer avec précision des débits stables. Des conditions climatiques rigoureuses ont empêché d'effectuer d'autres essais.

Les exploitants ont fréquemment relevé des indices de gaz pendant le forage de grès et de siltstone crétacés et tertiaires dans la plate-forme du Labrador. Cependant, peu d'indices de pétrole ont été relevés. Au puits Roberval K-92, foré par la Total Eastcan et ses partenaires, des indices de pétrole ont été signalés dans des grès poreux de la Formation de Bjarni, entre 3 095 et 3 113 m de profondeur. Des diagraphies au cable de forage dans cette séquence ne permettent pas d'établir s'il existe des possibilités d'y trouver du pétrole; cependant, un essai de pression statique, par 3 101 m de profondeur, n'a produit qu'un filtrat de boue et une trace de pétrole. Le puits n'a donc pas fait l'objet d'essais aux tiges. Dans le puits North Leif I-05, Petro-Canada et ses partenaires ont récupéré du pétrole (3,6 m³) lors d'un essai aux tiges d'un intervalle situé entre 3 101 et 3 110 m de profondeur dans la Formation de Bjarni. Les diagraphies indiquent que le grès est une unité isolée peu poreuse de 10 m d'épais. Une carotte (3 109-3 117 m) a montré une fluorescence et du pétrole s'est écoulé d'intervalles isolés au-dessous de l'unité gréseuse principale. Un échantillon prélevé dans un essai de pression statique par 3 105,5 m contenait 2 L de pétrole et 4 L de boue et de filtrat. Ces résultats sont encourageants et laissent croire, que la plate-forme du Labrador, dans la partie sud du bassin de Hopedale, pourrait contenir du pétrole.

Dans la plate-forme sud-est de Baffin, l'Aquitaine et ses partenaires ont fait une importante découverte de gaz et condensat dans le puits Hekja 0-71 (fig. 12-27). La séquence réservoir est un grès paléocène de 76 m d'épais (Klose et al., 1982) dont l'âge serait équivalent à celui du Membre supérieur de Gudrid de la Formation de Cartwright. Le grès est mal trié, contient des charbons et s'est formé dans un milieu littoral, peut-être deltaïque (Klose et al., 1982). Un essai aux tiges a été effectué dans l'intervalle de 3 212 à 3 251 m où un gaz humide a produit un débit d'environ 283 x 10³ m³/d (McMillan, 1982).

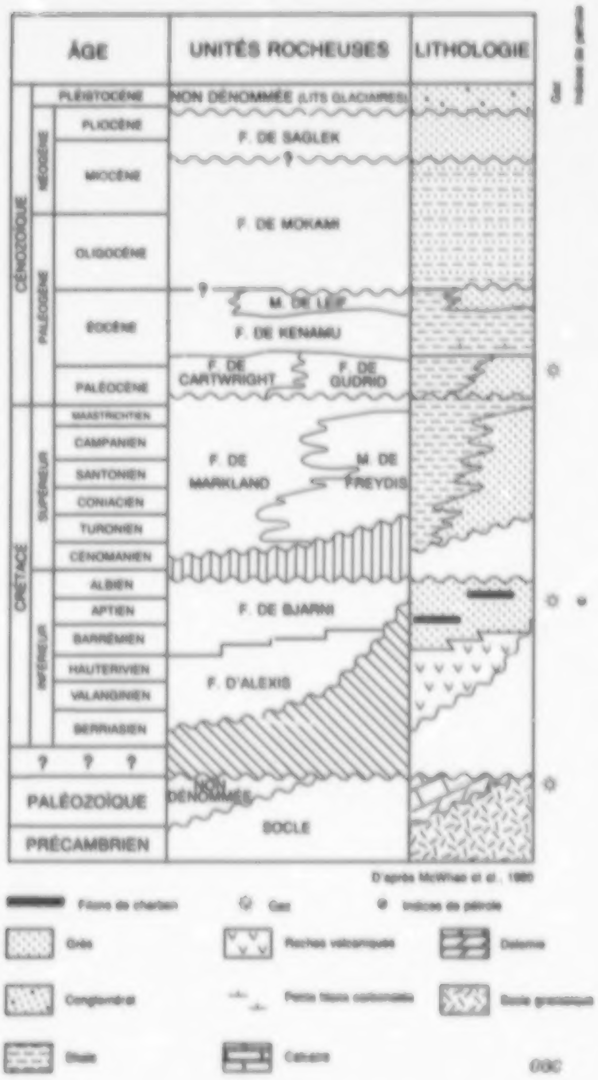


Figure 12-25. Représentation généralisée de la stratigraphie et de la lithologie de la plate-forme du Labrador. La Formation de Gudrid est équivalente au Membre supérieur de Gudrid de Balkwill et al. (chapitre 7).

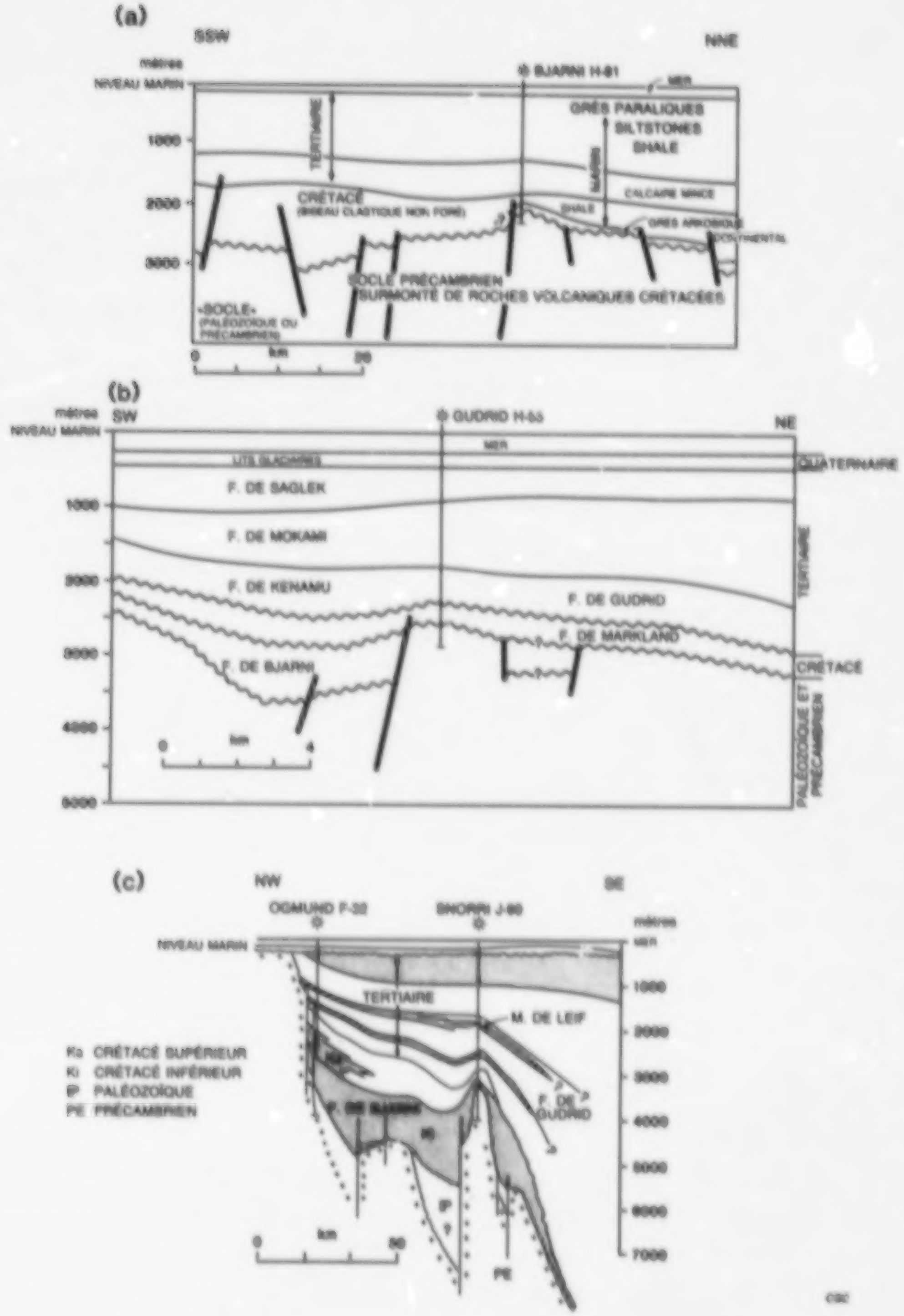
Ressources découvertes et caractéristiques des hydrocarbures

McMillan (1982) a dressé un tableau des épaisseurs, des porosités, des profondeurs et des résultats d'essais des zones productives révélés par les puits de découverte forés sur la plate-forme du Labrador avant 1981. Selon les estimations de McMillan (1982), le gisement Bjarni contiendrait 84,9 x 10⁹ m³ de gaz. Les autres découvertes faites sur la plate-forme du Labrador sont considérées beaucoup moins importantes. L'Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada a préparé une estimation des ressources récupérables découvertes (tableau 12-8). L'estimation du volume des réserves de gaz découvertes, faite par McMillan (1982), est plus élevée, soit de 169,9 x 10⁹ m³.

Sur la plate-forme sud-est de Baffin, seul le puits d'exploration Hekja 0-71 a servi à tester les hydrocarbures mais il semble avoir traversé une accumulation notable de gaz et de condensat. Selon des estimations de la dimension des gisements, fondées sur des extrapolations sismiques, et selon l'épaisseur des réservoirs forés, les réserves de gaz récupérables seraient de l'ordre de 65,1 x 10⁹ m³ (McMillan, 1982).

Les compositions des gaz récupérés au cours des essais aux tiges dans les puits de la plate-forme du Labrador sont présentées au tableau 12-9 (Umbleby, 1979; et rapports de l'état d'avancement du forage du puits par l'exploitant). Les condensats récupérés des puits Bjarni H-81, Bjarni 0-82, Gudrid H-55, Hopedale E-33 et Snorri J-90 ont une densité API variant entre 50,0 et 70,8°. Leur composition semble être très semblable (Powell, 1979), telle qu'indiquée par la distribution des composantes de la catégorie essence (fig. 12-28).

Figure 12-26. Régimes de piégeage identifiés dans trois puits de la plate-forme du Labrador : a) Bjarni H-81 (d'après McWhae et Michel, 1975), b) Gudrid H-55 (d'après McWhae et al., 1980), et c) Snorri J-90 (d'après McMillan, 1982).


(a)
SSW
NNE
mètres
NIVEAU MARIN
BJARNI H-81
MER
GRÈS PARALIQUES
SILTSTONES
SHALE
TERTIAIRE
MARIN
CALCAIRE MINCE
CRÉTACÉ
SHALE
GRÈS ARKOSIQUE
CONTINENTAL
SOCLE PRÉCAMBRIEN
SURMONTÉ DE ROCHES VOLCANIQUES CRÉTACÉES
«SOCLE»
(PALÉOZOÏQUE OU PRÉCAMBRIEN)
1000
2000
3000
0
km
20
(b)
mètres
SW
NIVEAU MARIN
GUDRID H-55
NE
MER
LITS GLACIAIRES
QUATERNAIRE
F. DE SAGLEK
F. DE MOKAMI
F. DE KENAMU
F. DE GUDRID
F. DE MARKLAND
F. DE BJARNI
TERTIAIRE
CRÉTACÉ
PALÉOZOÏQUE ET PRÉCAMBRIEN
1000
2000
3000
4000
5000
0
km
4
(c)
NW
SE
OGMUND F-32
SNORRI J-90
mètres
NIVEAU MARIN
MER
TERTIAIRE
M. DE LEIF
F. DE GUDRID
F. DE BJARNI
Ki
P
PE
Ks CRÉTACÉ SUPÉRIEUR
Ki CRÉTACÉ INFÉRIEUR
P PALÉOZOÏQUE
PE PRÉCAMBRIEN
1000
2000
3000
4000
5000
6000
7000
0
km
50

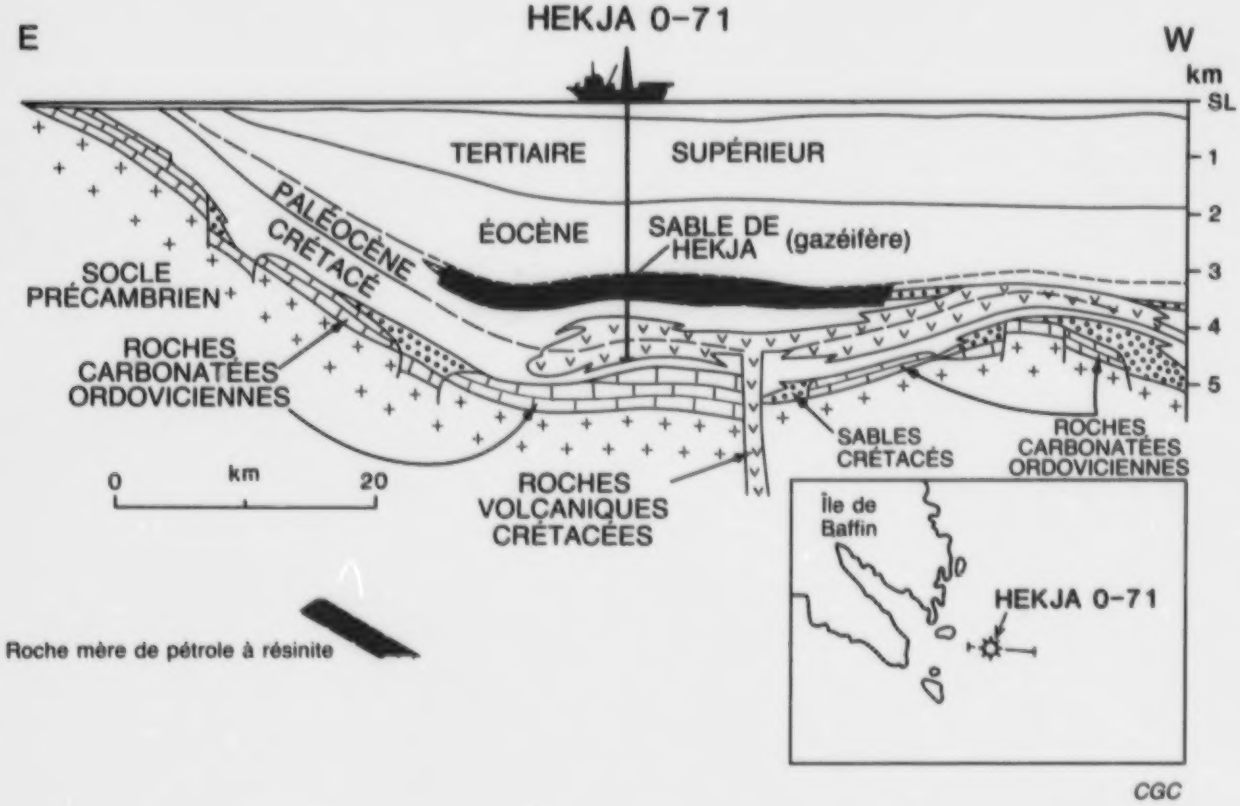


Figure 12-27. Régime de piégeage au puits Hekja O-71, dans la plate-forme sud-est de Baffin (d'après McMillan, 1982).

Roches mères

Dans la plate-forme du Labrador, on trouve deux séquences de roches mères suffisamment matures pour avoir produit les accumulations de gaz et de condensat découvertes. Ce sont la séquence lignitifère et houillère de la Formation de Bjarni du Crétacé inférieur (McWhae et al., 1980) et les shales riches en matière organique de la Formation de Markland du Crétacé supérieur-Paléocène (Nantais, 1984).

Même si l'on n'en a observé que dans sept puits, les lignites et les charbons de la Formation de Bjarni pourraient être largement répandus dans le graben Erik (McMillan, 1982). Dans le puits Skolp E-07, les couches de lignite représentent 30 à 50 m de la section du Crétacé inférieur (Total Eastcan, 1978). Les shales de la Formation de Markland affleurent sur une grande partie de la plate-forme du Labrador et contiennent de la matière organique d'origine principalement continentale (chapitre 7). Bujak et al. (1977a, b) ont noté une teneur élevée en kérogène amorphe. Des analyses élémentaires du kérogène et des chromatogrammes en phase gazeuse des hydrocarbures indiquent que les shales contiennent un matériau herbacé dégradé propice à la formation de gaz (Rashid et al., 1979). La teneur en carbone organique total varie de 1 à 4 % (Rashid et al., 1979).

Dans le détroit de Davis, les shales paléocènes sont probablement les roches mères du gisement de gaz et condensat du puits Hekja 0-71. Klose et al. (1982) ont reconnu un intervalle de roche mère riche en pétrole couvrant les shales paléocènes au-dessous et au-dessus de la séquence réservoir que traverse le puits Hekja 0-71, mais ils n'ont fourni comme résultat, que la teneur moyenne en carbone organique qui s'élève à 1,3 %.

Selon les données actuelles, les roches mères matures qui se trouvent dans la plate-forme du Labrador et la plate-forme sud-est de Baffin contiennent de la matière organique de type III, riche en liptinite et pauvre en résinite (Grant et al., 1986). Les shales riches en matière organique, comme ceux de la Formation de Markland, pourraient également être les roches mères du pétrole récupéré dans le puits North Leif I-05.

Maturation et migration

Il n'y a pas suffisamment de données actuellement disponibles pour représenter en plan la relation maturation-profondeur de la plate-forme du Labrador et de la plate-forme sud-est de Baffin. Les données sur la réflectance de la vitrinite de six puits de la plate-forme du Labrador indiquent que des valeurs de R_o de 0,7 % (valeurs auxquelles des quantités importantes de gaz et de condensat ont pu se former à partir de roches mères de type III) s'observent à des profondeurs variant entre 2 600 m et 3 400 m (Grant et al., 1986). La plupart des puits ont recoupé le sommet de structures positives et il est permis de croire que d'autres roches mères matures sont présentes, en aval-pendage, sur les flancs de ces structures.

Aucun modèle détaillé de la formation d'hydrocarbures qui permette d'estimer à quel moment les hydrocarbures ont été formés dans les zones plus profondes hors de la structure, n'a encore été publié. Cependant, il ressort nettement des estimations préliminaires de l'ITT par Nantais (1984) que les gaz et condensat ne peuvent pas, pour la plupart, avoir été formés avant la toute fin du Tertiaire.

Tous les réservoirs d'hydrocarbures qui ont été identifiés dans la plate-forme du Laborador semblent avoir atteint un état de maturation inférieur à celui qu'exprime une valeur de réflectance de la vitrinite (R_o) égale à 0,7 % (Nantais, 1984), ou se trouvent près de roches mères de type III qui ne sont pas assez matures pour former des quantités importantes de gaz et de condensat (Powell et Snowdon, 1983). Powell (1979) a fait état de cette situation et a indiqué que les rapports gaz/pétrole des hydrocarbures ainsi que la teneur élevée en méthane des gaz laissent supposer une migration verticale. Par la suite, Powell et Snowdon (1983) ont fait mention de rapports pristane/nC_{17} faibles pour les condensats de la plate-forme du Labrador, par rapport aux extraits provenant des shales adjacents, et ont également indiqué qu'il s'agissait là d'une preuve de migration verticale importante.

Selon McWhae et al. (1980), toutefois, les pièges seraient remplis d'hydrocarbures d'origine locale et la migration aurait été minime dans la plate-forme du Labrador. D'après leur interprétation, la composition des hydrocarbures serait due à une dégradation biogène ou à une diagenèse thermique précoce de roches mères de maturité marginale. Si un tel processus a eu lieu, il est peut-être étonnant qu'un nombre aussi peu élevé de structures aient pu se remplir d'hydrocarbures étant donné qu'il ne manque pas de roches mères marginalement matures dans la plate-forme du Labrador.

Au puits Hekja O-71, sur la plate-forme sud-est de Baffin, la réflectance de la vitrinite (R_o) des grès paléocènes contenant du gaz et du condensat ainsi que des shales avoisinants est de l'ordre de 0,5 % (Klose et al., 1982) et une certaine migration a dû également s'y produire.

Tableau 12-8. Ressources découvertes et potentiel en hydrocarbures dans la plate-forme du Labrador et la plate-forme sud-est de Baffin.

Découvertes importantes		
Gaz et condensat :	6	
	Condensat 10^6m^3	Gaz 10^9m^3
Ressources découvertes	7,3	92,7
Potentiel	79,5	538
Moyenne prévue (Procter et al., 1984)	134,0	745
(%) découvert	9,2%	17,2%

Modèle de piégeage des hydrocarbures

Dans la plate-forme du Labrador et la plate-forme sud-est de Baffin, les principales découvertes d'hydrocarbures ont été faites dans des pièges structuraux reposant sur des horsts du socle. Ces derniers se sont formés en milieu subaérien au cours du Crétacé et ils ont, par leur relief, produit une sédimentation clastique qui a rempli les cuvettes et recouvert les soulèvements eux-mêmes de grès réservoirs fluviatiles et marins. Par la suite, s'est mis en place un biseau de sédiments marins progradants du Crétacé sommital et du Tertiaire inférieur. La séquence contient plusieurs intervalles de grès présentant un potentiel de réservoir mais est surtout composée de shales marins riches en matière organique qui servent à la fois de roches mères et assurent également l'étanchéité des réservoirs.

L'accumulation additionnelle de sédiments sur la plate-forme à la fin du Tertiaire a entraîné une subsidence différentielle et la séquence du Crétacé supérieur et du Tertiaire inférieur a été moulée sur les horsts, produisant ainsi : 1) des pièges fermés comportant des grès fluviatiles de rift, à proximité et au-dessus des horsts du socle, et 2) des pièges à fermeture anticlinale au-dessus des précédents comportant des grès marins du Tertiaire inférieur. Ces configurations de piège ont évolué du Crétacé tardif au Tertiaire moyen et n'ont pas été détruites par des déformations ultérieures. Une certaine érosion des grès du Crétacé inférieur,

Tableau 12-9. Composition des gaz de la plate-forme du Labrador.

Composante	Bjarni H-81 (%)	Bjarni O-82 (6 échantillons) (%)	North Bjarni F-06 (%)	Gudrid H-55 (%)	Hopedale E-33 (3 échantillons) (%)	Snorri J-90 (11 échantillons) (%)
C1	83,6	81,41-85,45	83,76	91,2	88,46-88,70	89,82-91,23
C2	8,4	7,88-8,24	9,82	5,86	6,89-7,18	3,38-3,74
C3	3,5	3,04-4,06	2,88	1,3	2,30-2,46	2,15-2,79
C4	1,6	1,07-2,33	1,39	0,54	1,03-1,08	0,94-1,57
CO2	Traces	0,37-0,39	0,55	Traces	0,02	0,48-0,56
N2	1,6	0,14	0,11	Traces	0,08-0,83	0,41-1,98

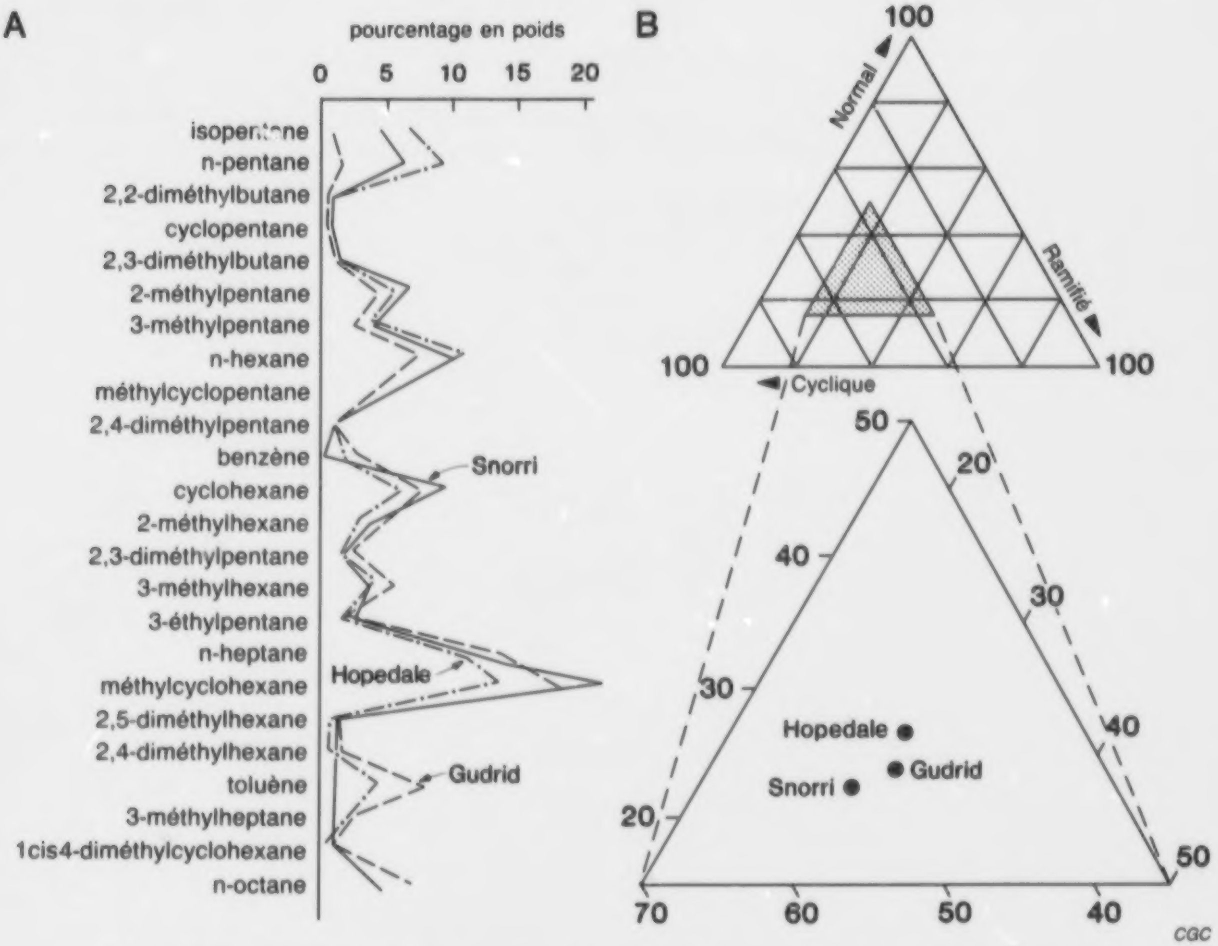


Figure 12-28. Distribution des composantes de la catégorie essence dans des condensats provenant des puits Gudrid, Snorri et Hopedale. A) Histogramme de la concentration normalisée des hydrocarbures de la catégorie essence. B) Concentration normalisée de types d'hydrocarbures parmi des composés comportant sept atomes de carbone.

au-dessus des horsts du socle, a peut-être eu lieu localement à la toute fin du Crétacé et au début du Tertiaire.

Au Tertiaire tardif, les shales des flancs riches en matière organique ont atteint un état de maturation suffisant pour produire du gaz et du condensat qui ont migré vers certains pièges liés à des horst. La proximité de roches mères matures semble avoir été un facteur crucial car il existe plusieurs structures relativement peu profondes à géométrie de piégeage apparemment favorable telles que celles traversées par les puits productifs Tyrk P-100, Cartier D-70 et Karlsefni A-13. De plus, les grès réservoirs tertiaires sont plutôt localisés et absents au-dessus, par exemple, de structures profondes favorables comme celle d'Indian Harbour.

Comme aucune roche mère sapropélique susceptible de donner du pétrole n'a été à ce jour identifiée, il n'existe pas de modèle de piégeage des hydrocarbures comportant des zones d'intérêt remplies de pétrole.

Évaluation du potentiel en hydrocarbures

En 1979, des estimations du potentiel en ressources gazières et pétrolières ont été faites dans cinq zones d'exploration (fig. 12-29) de la plate-forme du Labrador. Pour évaluer les ressources potentielles en condensat, on s'est basé sur le rapport gaz/condensat observé dans des essais aux tiges. À cette époque, les profils de sismique-réflexion régionaux avait été interprétés et des données géologiques recueillies dans douze puits diagnostiques. Des données récentes ont en général confirmé cette analyse géologique. Cependant, une zone pétrolière située contre une faille en bordure de la plate-forme a été délimitée par des levés sismiques plus récents, et est décrite ci-dessous.

Dans la zone pétrolière 1 de la figure 12-29, la fermeture structurale est due à la présence de horsts du socle. Les données sismiques indiquent que la Formation de Bjarni a formé un biseau d'aggradation sur les hauteurs du

socle et a fini par les recouvrir à mesure que le bassin a été comblé (Balkwill et al., chapitre 7). La fermeture a été accentuée par la compaction des sédiments sur les flancs des accidents du socle et s'est transformée en une fermeture à effet de drapage à des niveaux aussi élevés que la base de la Formation de Markland. Les charnières de nombreuses fermetures de la Formation de Bjarni ont vraisemblablement été érodées par après, suite à des réajustements mineurs du socle ou des variations du niveau marin. Les fermetures sont souvent quasi-circulaires ou allongées avec des failles latérales par endroits. Les failles sont beaucoup moins nombreuses au sommet de la Formation de Bjarni qu'au sommet de la formation sous-jacente d'Alexis ou au sommet du socle.

L'étanchéité des fermetures de Bjarni est assurée par des shales épais des formations sus-jacentes de Cartwright ou de Markland.

La fermeture des pièges structuraux de la Formation de Bjarni existe depuis le Crétacé tardif et a été accrue par la compaction des sédiments des flancs. De plus, les fermetures ont peu diminué par suite du basculement régio-

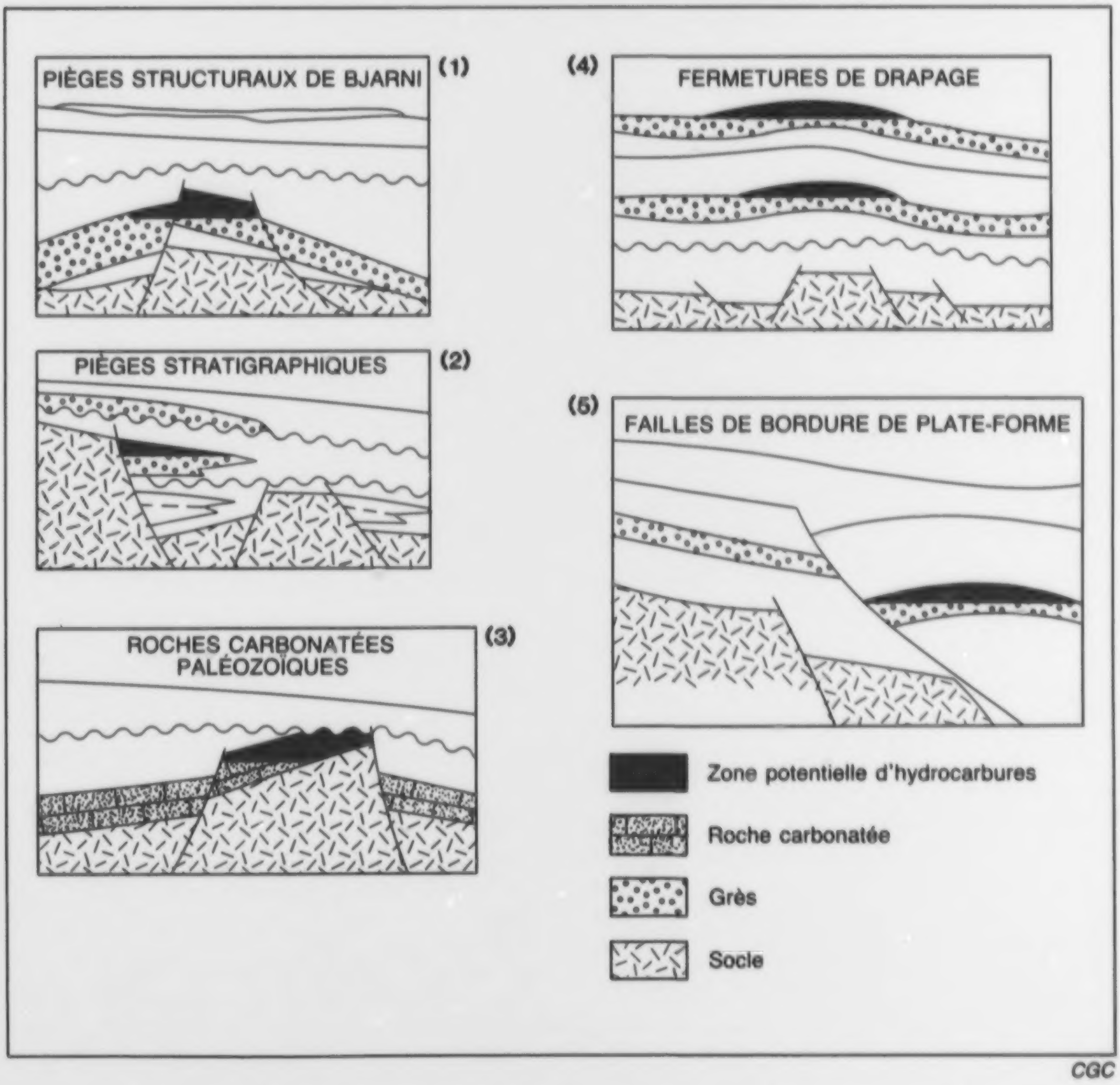


Figure 12-29. Types de zones d'hydrocarbures identifiés dans la plate-forme du Labrador.

nal subséquent ou de la subsidence continue. Par conséquent, les pièges structuraux de Bjarni auraient pu être présents au moment de la migration primaire au Tertiaire tardif.

Des pièges stratigraphiques ont pu se former dans les grès de Bjarni et de Freydis, aux limites de sédimentation sur la marge occidentale du graben Erik (McMillan, 1982) contre des failles qui limitent le bassin ainsi que dans des « tabliers » fermés qui entourent et recouvrent en avancée les hauteurs du socle (zone pétrolière 2, fig. 12-29). La subsidence et la compaction des sédiments mésozoïques qui entourent les hauteurs structurales auraient amélioré la fermeture stratigraphique. Pour assurer l'intégrité du piège, il aurait fallu que la séquence réservoir soit rendue étanche contre les failles bordières et isolée des unités poreuses adjacentes afin d'empêcher une migration vers l'amont-pendage. Des pièges stratigraphiques de ce genre pourraient s'être formés dans le grès réservoir du Membre supérieur de Gudrid, le long de la limite de sédimentation occidentale de l'unité. Il est possible que des pièges stratigraphiques se trouvent dans chacune de ces roches réservoirs depuis le Paléocène et que, par conséquent, des hydrocarbures formés au cours du Tertiaire tardif y aient été piégés.

Les structures susceptibles de comporter des réservoirs dans des grès de base crétacés ou des roches carbonatées ordoviciennes ou siluriennes sont examinées dans le troisième type de zone pétrolière (fig. 12-29). Des grès de base crétacés reconnus dans la plate-forme du Labrador sont contemporains de la Formation d'Alexis (Umpleby, 1979). Au puits Snorri J-90, cette séquence s'échelonne du Valanginien au Barrémien. Elle semble être dérivée en grande partie de roches volcaniques et se compose de grauwackes, de sables arkosiques et de silts interstratifiés avec des lits de charbon (Umpleby, 1979). Les sables de base produits par l'érosion de roches cristallines précambriennes, comme le granite, constituent également des réservoirs possibles.

Des roches carbonatées paléozoïques poreuses sont présentes sur plusieurs blocs faillés dans le bassin. La fermeture structurale de ces zones d'intérêt est créée par des blocs du socle faillés. Selon le relief du bloc du socle, les shales des formations sus-jacentes de Markland et de Cartwright pourraient assurer l'étanchéité des réservoirs. Par ailleurs, les roches volcaniques de la Formation d'Alexis pourraient également jouer le même rôle. L'histoire structurale indique que ces réservoirs présentaient une configuration de piège lorsque les hydrocarbures se sont formés au Tertiaire tardif.

Dans la zone pétrolière 4 de la figure 12-29, les grès du Membre de Gudrid du Paléocène et du Membre de Leif de la Formation de Kenamu de l'Éocène forment des fermetures dans les zones d'intérêt créées par la compaction de la séquence sédimentaire autour de blocs faillés surélevés. Toute réactivation du soulèvement ou de la subsidence des blocs sur les flancs aurait accentué ce relief structural. Une carotte de 8 m provenant des grès du Membre supérieur de Gudrid dans le puits Snorri J-90, indique qu'ils se sont déposés, soit dans une zone infratidale peu profonde (Umpleby, 1979), soit dans un cône sous-marin profond, ce que suggère la présence d'une séquence de sable/shale turbiditique caractéristique d'une séquence de Bouma (McWhae et al., 1980). Le grès du Membre de Leif est un réservoir mature relativement propre composé de quartz à grain fin avec des teneurs variables en siltstone et mudstone (McWhae et al., 1980); il s'est déposé en eau profonde dans la région type (Umpleby, 1979). Les fermetures dans cette zone pétrolière sont des plis évasés généralement non faillés. La fermeture critique se situe du côté de l'amont-pendage, à l'ouest. Les shales épais qui reposent sur les unités réservoirs assurent l'étanchéité.

Des pièges fermés de ce type, notamment ceux comportant des grès du Membre supérieur de Gudrid, ont dû exister au Tertiaire tardif, lorsqu'il y a vraisemblablement eu migration des hydrocarbures. Cependant, plusieurs de ces structures sont productives et il se peut que la séquence réservoir soit isolée de la roche mère mature. Ce fait est particulièrement important dans le cas des pièges comportant le grès du Membre de Leif.

Le dernier type de zone pétrolière comporte une fermeture de rebroussement ou d'amont-pendage de grès réservoirs tertiaires contre des failles syngénétiques listriques plongeant vers le bassin (zone pétrolière 5, fig. 12-29) que l'on trouve dans les bassins de Saglek et de Hopedale de la plate-forme du Labrador (carte 1706A, en pochette). Ces failles ont été actives entre l'Éocène et le début de l'Oligocène et ont décalé des couches équivalentes à la partie sableuse du Membre supérieur de Gudrid de la Formation de Cartwright et du Membre de Leif de la Formation de Kenamu (Balkwill, 1987). À ce jour, deux puits seulement ont fait l'objet d'essais dans cette zone pétrolière (Pothurst P-19 et Corte Real P-85) mais ils ont été infructueux. Cette zone est située en bordure de la plate-forme. L'exploitation du réservoir est risquée mais il est définitivement possible que des roches mères susceptibles de donner du pétrole se trouvent dans certaines parties de cette zone forée sporadiquement.

Les ressources découvertes à ce jour s'élèvent à 92,7 x 10^9 m^3 de gaz et à 7,3 x 10^6 m^3 de condensat, selon une analyse des zones d'intérêt entreprise par l'Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada (tableau 12-8). Les réserves potentielles ont été estimées en attribuant chaque puits d'exploration et chaque découverte à l'une des cinq zones pétrolières et en intégrant l'évaluation des possibilités et les dimensions des zones d'intérêt forées et non forées, établies par cartographie sismique. Les forages d'exploration n'ont pas été répartis uniformément dans les zones pétrolières. La plupart des cibles d'exploration ont été des zones d'intérêt comportant le grès réservoir de la Formation de Bjarni sur des hauteurs structurales. À ce jour, la plupart des ressources découvertes sont groupées dans cette zone structurale de la Formation de Bjarni.

Le tableau 12-8 présente les évaluations du potentiel en hydrocarbures de la plate-forme du Labrador et de la plate-forme sud-est de Baffin, ainsi que des estimations des ressources découvertes faites par l'Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada.

GOLFE DU SAINT-LAURENT

Le golfe du Saint-Laurent peut être divisé en deux unités géologiques : la succession du Paléozoïque inférieur, régionalement monoclinale et à pendage sud, du bassin d'Anticosti, au nord, et la succession du Paléozoïque supérieur du bassin de la Madeleine, au centre et au sud. La stratigraphie de ces deux bassins est résumée au chapitre 4.

Bassin d'Anticosti

Le bassin d'Anticosti contient une succession du Cambrien-Silurien (fig. 4-2, 4-3, 4-4, chapitre 4) qui a été subdivisée en six séquences limitées par des discordances. Les unités affleurent en Gaspésie, dans l'île d'Anticosti, sur la rive nord du golfe du Saint-Laurent et dans l'ouest de Terre-Neuve. Elles peuvent être prolongées à travers la région en utilisant des données provenant de huit puits forés sur l'île d'Anticosti et des données de sismique-réflexion.

Des indices de pétrole ont été reconnus dans l'ouest de Terre-Neuve depuis le début du XIX[e] siècle à Parson's Pond, dans l'inlet St. Pauls et dans la péninsule de Port au Port. Howie (1970) a rapporté que près de 40 puits, de 90 à 1 200 m de profondeur, ont été forés à proximité de ces indices et que plusieurs d'entre eux ont produit des débits entre 0,16 et 0,95 m^3/d. Les réservoirs de pétrole comprennent des calcaires ordoviciens du Supergroupe de Humber Arm (Port au Port) et des dolomies ordoviciennes du Groupe de St. George (Parson's Pond, inlet St. Pauls). Aucune donnée n'est disponible sur le régime de piégeage. Le pétrole serait issu, du moins en partie, de schistes bitumineux ordoviciens d'où suinte actuellement du pétrole (G. Macauley, communication personnelle, 1987).

Sur l'île d'Anticosti, les unités cambriennes sont absentes et une succession principalement carbonatée s'échelonnant de l'Ordovicien précoce au Silurien précoce repose en discordance sur le socle précambrien (Petryk, 1979) (fig. 12-30). Huit puits ont été forés sur l'île entre 1960 et 1974. Des indices de pétrole et de gaz ont été relevés mais aucune découverte n'a été faite (fig. 12-31, tableau 12-10). Certains puits ne constituaient que des essais stratigraphiques, tandis que d'autres visaient à mettre à l'essai les fermetures structurales causées par des failles normales plongeant vers le bassin, qui sont sans déplacement important mais qui ont décalé les formations de Romaine, de Mingan et de Black River, le Groupe de Trenton et le socle (Roliff, 1968).

La principale roche mère d'hydrocarbures dans le bassin d'Anticosti est la Formation de Macasty de l'Ordovicien moyen qui n'a été repérée qu'en subsurface. Elle est équivalente au Shale d'Utica du nord-est des États-Unis et contient des shales riches en matière organique, dont les teneurs d'ensemble en carbone organique total varient de 3 à 5 % (Soquip, communication personnelle, 1987). La Formation de Macasty est présente sous la partie est de l'île d'Anticosti mais est absente au puits Sandpoint No. 1 (fig. 12-31), à l'extrémité est de l'île, ainsi que dans l'ouest de Terre-Neuve et en Gaspésie; elle s'étend probablement vers le nord sous le chenal d'Anticosti. Son épaisseur maximale atteint 168 m au puits Princeton Lake No. 1, dans l'ouest de l'île d'Anticosti (fig. 12-31). Il n'existe aucune donnée sur son état de maturation, mais des inférences régionales suggèrent que dans la subsurface de l'île d'Anticosti, la Formation de Macasty se situe en grande partie dans la fenêtre du gaz.

Des hydrocarbures ont pu avoir été piégés dans les roches carbonatées sous-jacentes à la Formation de Macasty, car des failles normales taconiques ont pu y créer des pièges (Roksandic et Granger, 1981). La Formation de Macasty ainsi que les shales calcaires de base de la Formation de Vauréal ont pu servir de roche étanche. Les hydrocarbures formés dans la Formation de Macasty auraient alors rempli tout réservoir situé dans les roches carbonatées stratigraphiquement sous-jacentes. Toutefois, la faible porosité des roches carbonatées ordoviciennes présente un problème. La chronologie des événements aurait pu, elle aussi, constituer un problème difficile à évaluer, car l'insuffisance des données empêche d'établir la modélisa-

Tableau 12-10. Indices de gaz et de pétrole dans des puits forés dans l'île d'Anticosti (dans la Formation de Mingan) sont incluses des unités des groupes de Trenton et de Black River).

Puits	Formation	Gaz	Pétrole
Anticosti No. 1	Vauréal	X	X
	Macasty	X	
	Mingan		X
	Romaine		X
Carleton Point No. 1	Vauréal		X
	Romaine		X
Highcliff No. 1	Mingan	X	X
Oil River No. 1	Mingan	X	
Princeton Lake No. 1	Macasty	X	
	Mingan	X	X
	Romaine		X

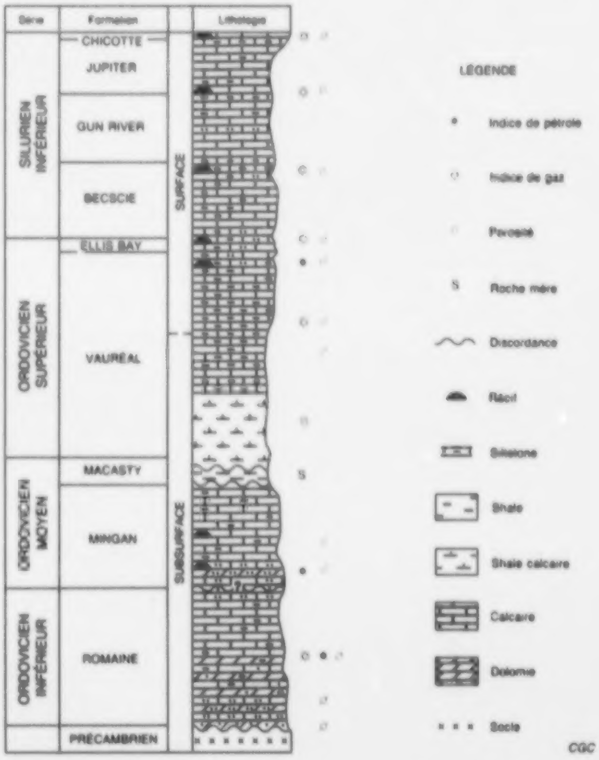


Figure 12-30. Succession stratigraphique exposée dans l'île d'Anticosti et recoupée en subsurface par des puits d'exploration (d'après Petryk, 1981).

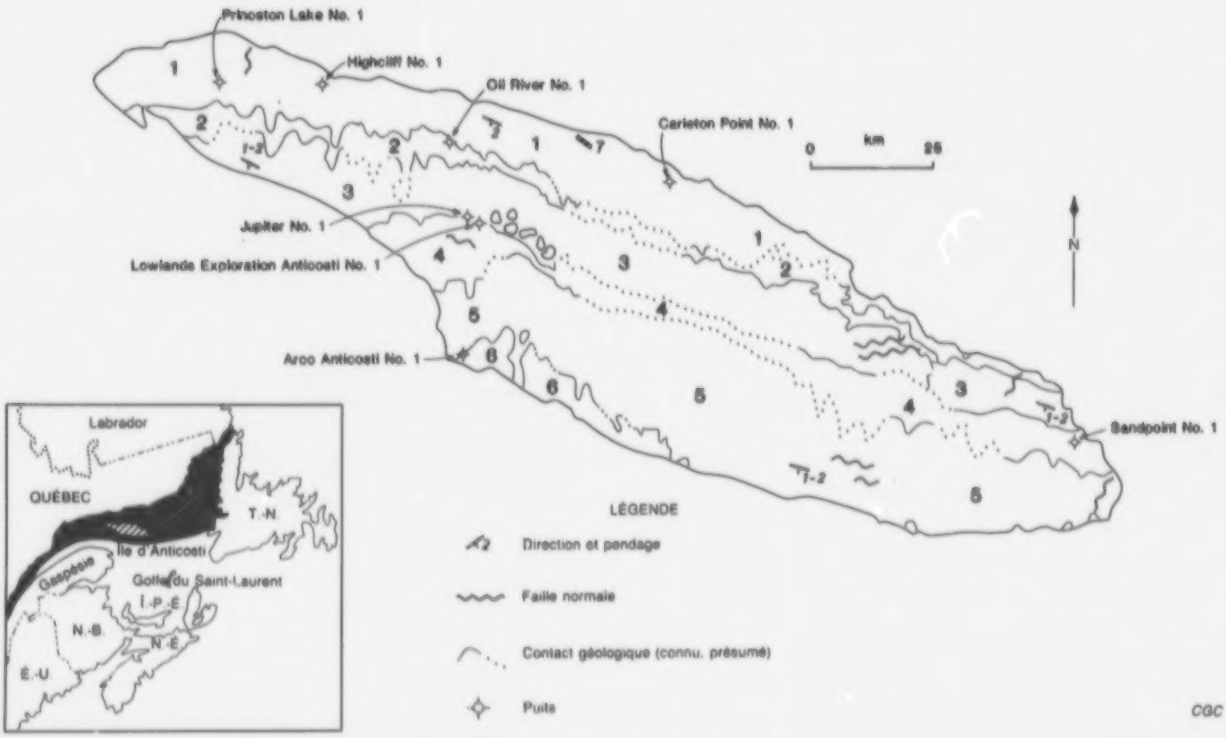


Figure 12-31. Géologie de l'île d'Anticosti (d'après Roliff, 1968, et Petryk, 1979) avec en surcharge l'emplacement de puits. Les unités lithologiques représentées sont : 1 — Formation de Vauréal, 2 — Formation d'Ellis Bay, 3 — Formation de Becscie, 4 — Formation de Gun River, 5 — Formation de Jupiter, 6 — Formation de Chicotte, 7 — dykes du Jurassique supérieur.

tion efficace des indices de temps-température de la formation des hydrocarbures. En outre, la déformation très limitée observée sur les profils de sismique-réflexion suggère que le nombre de pièges structuraux importants devrait être peu élevé. Toute accumulation notable devrait se trouver dans des pièges stratigraphiques à porosité fissurale ou à porosité secondaire de lessivage, et il n'existe pas de signature géophysique nettement définie pour guider leur exploration.

Bassin de la Madeleine

Le bassin de la Madeleine est rempli de roches du Paléozoïque supérieur dont l'épaisseur peut dépasser les 12 000 m dans la zone située à l'est des îles de la Madeleine. D'après des données d'affleurements (Howie et Barss, 1975), des données de puits extracôtiers et des inférences faites à partir de profils de sismique-réflexion, la stratigraphie extracôtière dans une grande partie du bassin (fig. 12-32) ressemble vraisemblablement à celle de la succession observée sur les terres émergées (Bell et Howie, chapitre 4), même si les unités sont généralement plus épaisses. La partie occidentale du bassin de la Madeleine contient une séquence sédimentaire relativement intacte pouvant avoir jusqu'à 6 000 m d'épaisseur, tandis que la partie est contient une séquence beaucoup plus épaisse dont la zone supérieure a été très déformée par le fluage du sel du Groupe de Windsor. Des failles verticales associées à la distension qui ont touché le Groupe de Horton et des strates plus récentes peuvent être cartographiées sismiquement le long de la bordure sud-est du bassin et pourraient être largement répandues.

Neuf puits ont été forés entre 1970 et 1983 dans le golfe du Saint-Laurent. À l'exception du puits Northumberland Strait F-25 (fig. 12-33), qui a été foré dans un anticlinal à noyau de socle, tous les puits visaient à sonder des structures produites par le diapirisme salifère. Les réservoirs cibles étaient les grès continentaux poreux des groupes de Canso-Riversdale et de Cumberland-Pictou. Le puits East Point E-49 (fig. 12-33) a été foré dans un anticlinal à noyau salifère et a donné du gaz sec à la base du Groupe de Pictou. Un puits d'extension en aval-pendage, le puits East Point E-47, n'a cependant pas abouti au gisement qui semble avoir une étendue limitée sur le flanc nord de la structure.

Deux roches mères importantes du Paléozoïque tardif ont été identifiées dans les Maritimes. Des schistes bitumineux sont présents dans la Formation d'Albert du Groupe de Horton, dans le sud du Nouveau-Brunswick (Macauley et Ball, 1982; Altebaeumer, 1985), où ils constituent la roche mère du champ de pétrole et de gaz de Stony Creek (Williams, 1974). Des roches semblables pourraient se trouver dans certaines parties de la subsurface du golfe du Saint-Laurent. Les filons de charbon épais et largement étendus des groupes de Cumberland et de Pictou

du Carbonifère supérieur constituent une autre source potentielle d'hydrocarbures (Bell et Howie, chapitre 4). Cinq puits du golfe du Saint-Laurent ont traversé les gisements de charbon (Hacquebard, 1986), ce qui indique qu'un

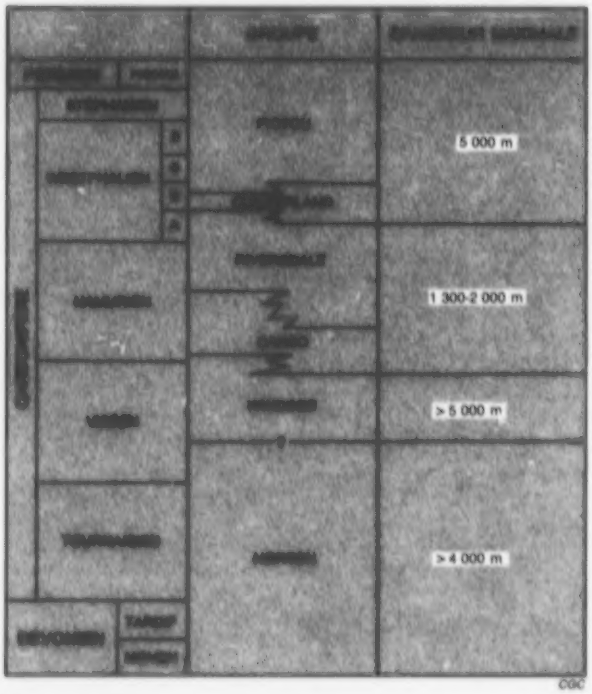


Figure 12-32. Succession du Paléozoïque supérieur du golfe du Saint-Laurent avec indication des épaisseurs maximales, déduites des données sismiques.

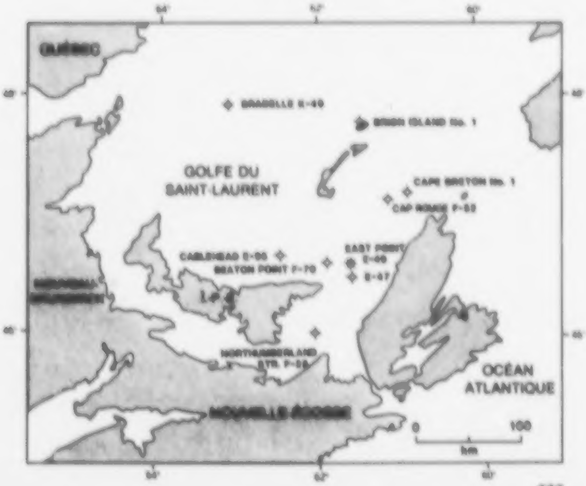


Figure 12-33. Emplacement des puits forés dans le golfe du Saint-Laurent pour mettre à l'essai les zones d'intérêt du Paléozoïque supérieur. La symbolisation est la même que celle de la figure 12-17.

énorme gisement houiller sous-marin pourrait couvrir au moins 46 000 km² dans une zone limitée par les gisements houillers côtiers de Mabou-Inverness au Cap-Breton et les puits Bradelle L-49 et Brion Island No. 1 dans le golfe du Saint-Laurent (Hacquebard, 1986). Un tel gisement houiller constituerait une source prolifique de gaz, dont l'état de maturation serait supérieur ou équivalent à celui qu'exprime une valeur de réflectance de la vitrinite (R_o) de 0,7 %. Au puits Bradelle L-49 (fig. 12-33), le passage d'une R_o de 0,73 % à une R_o de 1,16 %, entre 972 et 1 859 m de profondeur, montre l'évolution de l'état de maturation dans le Groupe de Pictou (A.M. Vonk, communication personnelle, 1986). Sur la côte, aux mines Mabou, la réflectance moyenne de la vitrinite est de 0,62 % (Hacquebard, 1986).

Si des schistes bitumineux sont présents dans le Groupe de Horton dans la subsurface du golfe du Saint-Laurent, ces derniers auraient vraisemblablement produit du pétrole et du gaz au Carbonifère tardif ou au Permien, selon leur position et la rapidité de leur enfouissement. Les charbons du Groupe de Pictou ont probablement atteint leur enfouissement maximal au cours du Permien ou du Trias précoce. L'érosion de la partie supérieure de la séquence a enlevé environ 1 600 m au puits Bradelle L-49 (A.M. Vonk, communication personnelle, 1986), mais aucun indice de la présence de quantités importantes de sédiments mésozoïques dans le golfe du Saint-Laurent n'a été relevé. La formation de gaz dans la séquence houillère de Pictou a pu se produire pendant presque tout le Mésozoïque et tout au long du Tertiaire, selon une modélisation préliminaire de l'indice de temps-température. Du gaz de formation probablement récente a été découvert dans le puits East Point E-49.

Le potentiel pétrolifère et gazéifère du golfe du Saint-Laurent n'est pas considéré important. Le pétrole a dû se former au cours du Paléozoïque tardif, avant de se disperser ou d'être transformé en gaz au cours d'un enfouissement continu. Aucun gisement important n'a dû être conservé. En outre, la porosité diminue nettement vers le bas de la séquence (Soquip, communication personnelle, 1987), ce qui limite les chances de découvrir des accumulations importantes de gaz. Les groupes de Canso-Riversdale et de Pictou-Cumberland ne comportent aucun intervalle de shale épais et devraient donc manquer de roches étanches adéquates. Par conséquent, même si ce bassin contient un grand nombre de vastes anticlinaux à noyau salifère, d'autres fermetures d'origine diapirique et une roche mère de gaz plus qu'appropriée, il y manque plusieurs facteurs-clés pour le piégeage de quantités importantes d'hydrocarbures. Pour ces raisons, Procter et al. (1984) prévoient la présence, selon une probabilité de 50 %, de seulement 20×10^6 m³ de pétrole et 40×10^9 m³ de gaz.

BAIE DE FUNDY

La baie de Fundy est un bassin d'effondrement comblé de sédiments continentaux et de basaltes tholéiitiques extrusifs qui s'échelonnent du Trias moyen au Jurassique inférieur (Klein, 1962). Deux puits, Chinampas N-37 et Cape Spencer No. 1 (fig. 1, en pochette) ont été forés dans le flanc nord du bassin en 1975 et 1983 respectivement, afin d'évaluer des anticlinaux faillés. Les deux puits se sont révélés improductifs. Des renseignements sur le potentiel en hydrocarbures et la géochimie du bassin ont été présentés récemment par Brown (1986) et Grierson (1986). La

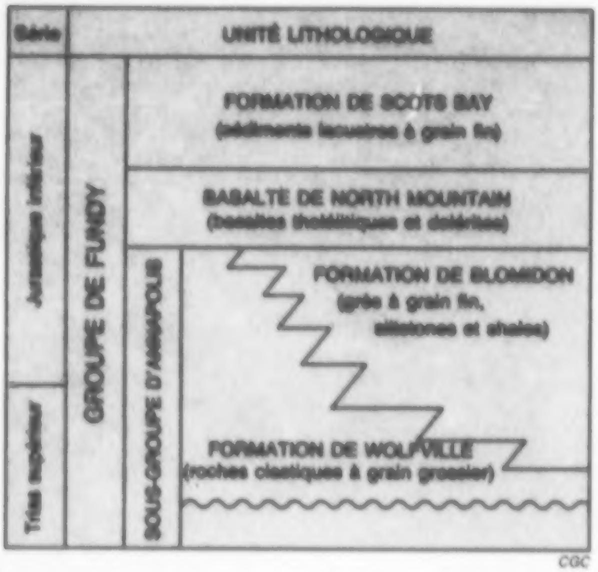


Figure 12-34. Succession stratigraphique du bassin de Fundy (d'après Grierson, 1986).

succession stratigraphique dans la baie peut être établie par déduction à partir d'affleurements du nord-ouest de la Nouvelle-Écosse et du sud du Nouveau-Brunswick (fig. 12-34). Les données sismiques indiquent que la séquence a près de 3 000 m d'épaisseur dans la partie la plus profonde du bassin.

Des hydrocarbures pourraient être piégés dans des anticlinaux, dans des aires de fermeture limitées par des failles et dans des pièges stratigraphiques composés de grès continentaux et de shales lacustres. Les grès de la Formation de Wolfville sont les roches réservoirs les plus probables. Ni l'un ni l'autre des deux puits n'a traversé de roches mères. Cependant, des shales lacustres riches en matière organique qui ressemblent aux argilites de Lockatong de l'État du New Jersey ont pu s'accumuler dans les parties centrales non forées du bassin, au Trias tardif et au Jurassique précoce, lorsque les formations de Blomidon, de Wolfville et de Scots Bay se sont déposées. Ces shales ont pu atteindre la maturité dans les zones axiales du bassin (Grierson, 1986).

REMERCIEMENTS

Les auteurs ont tiré profit des discussions qu'ils ont eues avec de nombreux collègues et ont été en mesure de citer divers documents inédits. Ils tiennent à remercier tout particulièrement M.P. Avery, D.W. Brown, A.C. Grant, G.C. Grierson, P.A. Hacquebard, R.D. Howie, M.J. Keen, H. Lizotte, G. Macauley, K.D. McAlpine, J.N. McMillan, G. Morrell, J. Plante, R.M. Procter, P.M.R. Robertson, B.V. Sanford, J.A. Wade et G.L. Williams. J.S. Bell tient à remercier P.W. Brooks, M.G. Fowler et L.R. Snowdon qui lui ont donné accès à leurs récentes analyses géochimiques et les lui ont expliquées. G.R. Campbell tient à remercier D.R. Smith qui a calculé les estimations des ressources découvertes, et S. Bigelow qui a participé à la préparation des illustrations de données sismiques.

RÉFÉRENCES

Altebaeumer, A.M.
1985 : Organic geochemical investigation of selected oil shales of the Albert Formation, New Brunswick; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 33, p. 427-445.

Amoco Canada Petroleum Company Ltd. and Imperial Oil Ltd.
1973 : Regional geology of the Grand Banks; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 479-503.

Avery, M.P., Bell, J.S., and McAlpine, D.K.
1986 : Vitrinite reflectance measurements and their implications for oil and gas exploration in the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks, eastern Canada; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 489-498.

Balkwill, H.R.
1987 : Labrador Basin : structural and stratigraphic style; in Sedimentary Basins and Basin-forming Mechanisms, ed. C. Beaumont and A.J. Tankard, Atlantic Geoscience Society Special Publication 5 and Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 12, p. 17-44.

Barss, M.S., Bujak, J.P., Wade, J.A., and Williams, G.L.
1980 : Age, stratigraphic, organic matter type and colour, and hydrocarbon occurrences in 47 wells offshore eastern Canada, Geological Survey of Canada, Open File 714, 58 p.

Barss, M.S., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1979 : Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada, Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 117 p.

Bell, J.S., Podrouzek, A.J., and Ervine, W.B.
1986 : Offshore in-situ stress regimes in Eastern Canada, Canadian Society of Petroleum Geologists, Reserves 21 Canada Convention, Calgary, June 1-4, 1986.

Bell, W.A.
1944 : Carboniferous rocks and fossil floras of northern Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 238, 277 p.

Brown, D.W.
1986 : The Bay of Fundy : thin-skinned tectonics and resultant Early Mesozoic sedimentation; Basins of Eastern Canada and Worldwide Analogues Symposium, Atlantic Geoscience Society Halifax, August 13-15, 1986.

Bujak, J.P., Barss, M.S. and Williams, G.L.
1977a : Offshore eastern Canada : organic type and colour and hydrocarbon potential; Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.
1977b : Offshore eastern Canada : organic type and colour and hydrocarbon potential; Oil and Gas Journal, v. 75, no. 15, p. 96-100.

Cassou, A.M., Connan, J., and Porthault, B.
1977 : Relationship between maturation of organic matter and geothermal effect, as exemplified in Canadian east coast offshore wells; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 174-194.

Davies, E.H. and Avery, M.P.
1984 : A system for vitrinite reflectance analysis on dispersed organic matter for offshore eastern Canada; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 367-372.

Drummond, K.
1986 : Geopressures in Venture and the Sable Island area; Canadian Society of Petroleum Geologists, Reserves 21 Canada Convention, Calgary, June 1-4, 1986.

Ervine, W.B.
1985 : A synthesis of hydrocarbon maturation data for the East Newfoundland Basin; Geological Survey of Canada, Open File 1170.

Ervine, W.B. and Bell, J.S.
1987 : Subsurface in situ stress magnitudes from oil-well drilling records : an example from the Venture area, offshore Eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1748-1759.

Given, M.M.
1977 : Mesozoic and Early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Gradstein, F.M. and Thomas, F.C.
1983 : Stratigraphy and depositional environment of Texaco Blue H-28; Atlantic Geoscience Centre, internal report EPGS-PAL. 1-83, 3 p.

Grant, A.C., McAlpine, K.D., and Wade, J.A.
1986 : The continental margin of eastern Canada : geological framework and petroleum potential; in Future Petroleum Provinces of the World, ed. M.T. Halbouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 177-205.

Grierson, G.C.
1986 : The structural and stratigraphic evolution of the Fundy Basin half-graben; Basins of Eastern Canada and Worldwide Analogues Symposium, Atlantic Geoscience Society Halifax, August 13-15, 1986.

Hacquebard, P.A.
1974 : A composite coalification curve of the maritime region and its value for petroleum exploration; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 21-23.
1975 : Pre- and post deformation coalification and its significance for oil and gas exploration; Centre National de la Rechercche Scientifique Paris, 1973, Colloquium, Pétrographie de la matière organique des sédiments, p. 225-241.
1986 : The Gulf of St. Lawrence Carboniferous Basin; the largest coalfield of eastern Canada; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 79, no. 891, p. 67-78.

Hardy, I.A. and Jackson, A.E.
1980 : A compilation of geochemical data; east coast exploratory wells; Geological Survey of Canada, Open File 694, 10 p.

Howie, R.D.
1970 : Oil and Gas Exploration — Atlantic Coast of Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 54, no. 11, p. 1989-2006.

Howie, R.D. and Barss, M.S.
1975 : Upper Paleozoic rocks of the Atlantic Provinces, Gulf of St. Lawrence and adjacent continental shelf; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. W.J.M. van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2., p. 35-50.

Hutcheon, I.
1986 : The relationship of diagenetic mineral reactions to an overpressured zone on the Scotian Shelf; in Basins of Eastern Canada and Worldwide Analogues Symposium Halifax, Aug. 13-15, 1986, Program with Abstracts, p. 56.

Issler, D.R.
1982 : Calculation of organic maturation levels from downhole temperatures, burial history curves, Scotian Shelf; B.Sc. thesis, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 120 p.
1984 : Calculation of organic maturtion levels for offshore eastern Canada - implications for general application of Lopatin's method; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, no. 4, p. 477-488.

James, A.T.
1983 : Correlation of natural gas by use of carbon isotopic distribution between hydrocarbon components; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, no. 7, p. 1176-1191.

Kendall, S.P. and Altebaeumer, F.J.
1985 : Generation and migration of condensates and gas from terrestrial source rocks in the Sable Subbasin, Nova Scotia, Canada; 12th International Meeting on Organic Geochemistry, European Association of Organic Geochemists, Jülich, West Germany, September 16-20, 1985.

Klein, G.D.
1962 : Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 73, p. 1127-1146.

Klose, G.W., Malterrre, E., McMillan, N.J. and Zinkan, C.G.
1982 : Petroleum exploration offshore southern Baffin Island, northern Labrador Sea, Canada; in Arctic Geology and Geophysics, ed., A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 233-244.

Lee, P.J. and Wang, P.C.C.
1983 : Probabilistic formulation of a method for the evaluation of petroleum resources; Journal of the International Society for Mathematical Geology, v. 15, no. 1, p. 349-361.

Lopatin, N.V.
1971 : Temperature and geologic time as factors in coalification (in Russian); Akademeya Nauk S.S.S.R. Izvestiya, Seriya Geologicheskaya, no. 3, p. 95-106.

Macauley, G. and Ball, F.D.
1982 : Oil shales of the Albert Formation, New Brunswick; Mineral Resources Division, Department of Natural Resources, New Brunswick, Open File 82-12, 173 p.

McAlpine, K.D., Bell, S., Avery, M.P., Snowdon, L.R., and Brooks, P.W.
1986 : Hydrocarbon generation in the Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland; Activities on Oil and Gas in Canada, Geological Survey of Canada Forum, Calgary, February 11-12, 1986.

McIver, N.L.
1972 : Cenozoic-Mesozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

McMillan, N.J.
1982 : Canada's East Coast; the new super petroleum province; Journal of Canadian Petroleum Technology, v. 21, p. 1-15.

McWhae, J.R.H. and Michel, W.F.E.
1975 : Stratigraphy of Bjarnie H-81 and Leif M-48, Labrador Shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 23, no. 3, p. 361-382.

McWhae, J.R., Elie, R., Laughton, K.C., and Gunter, P.R.
1980 : Stratigraphy and petroleum prospects of the Labrador Shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 29, no. 4, p. 460-498.

Meneley, R.A.
1981 : Exploration potential of the Scotian Shelf; Paper presented at Atlantic Margin Energy Conference, Atlantic City, New Jersey, October 4-6, 1981.

Monnier, F., Powell, T.G., and Snowdon, L.R.
1983 : Qualitative and quantitative aspects of gas generation during maturation of sedimentary organic matter. Examples from Canadian frontier basins; in Advances in Organic Geochemistry 1981; Proceedings of the 10th International Meeting on Organic Geochemistry; ed. M. Bjory et al.; John Wiley and Sons Ltd., p. 487-495.

Nantais, P.T.
1983 : A reappraisal of the regional hydrocarbon potential of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1175, 179 p.
1984 : Regional hydrocarbon potential of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Open File 1197, 28 p.

Oilweek
1986 : Shell suspends East Coast drilling despite Panuke discovery; Oilweek, October 13, 1986, p. 5.

Petryk, A.A.
1979 : Stratigraphie révisée de l'Île d'Anticosti; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-711, 24 p.

Podruski, J.A., Barclay, J.E., Hamblin, A.P., Lee, P.J., Osadetz, K.G., Procter, R.M., Taylor, G.C., Conn, R.F., and Christie, J.A.
1988 : Conventional Oil Resources of Western Canada (light and medium density); Geological Survey of Canada, Paper 87-26.

Powell, T.G.
1979 : Geochemistry of Snorri and Gudrid condensates, Labrador Shelf : implications for future exploration; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 79-1C, p. 91-95.
1982 : Petroleum geochemistry of the Verrill Canyon Formation : a source for Scotian Shelf hydrocarbons; Bulletin of Canadian Petroleum Geologists, v. 30, no. 2, p. 167-179.
1985 : Hydrocarbon source relationships, Jeanne d'Arc and Avalon Basins, offshore Newfoundland; Geological Survey of Canada, Open File 1094, 12 p.

Powell, T.G. and Snowdon, L.R.
1979 : Geochemistry of crude oils and condensates from the Scotian Basin, offshore eastern Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geologists, v. 27, no. 4, p. 453-466.
1983 : A composite hydrocarbon generation model : Implications for evaluation of basins for oil and gas; Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie vereinigt mit Brennstoff-chemie, v. 36, no. 4, p. 163-170.

Procter, R.M., Taylor, G.C., and Wade, J.A.
1984 : Oil and natural gas resources of Canada — 1983; Geological Survey of Canada, Paper 83-31, 59 p.

Purcell, L.P., Rashid, M.A., and Hardy, I.A.
1979 : Geochemical characteristics of sedimentary rocks in the Scotian Basin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 62, no. 1, p. 87-105.

Purcell, L.P., Umpleby, D.C., and Wade, J.A.
1980 : Regional geology and hydrocarbon occurrences of the east coast of Canada; in Facts and Principles of World Petroleum Occurrences, ed. A.D. Miall, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 551-566.

Rashid, M.A. and McAlary, J.D.
1977 : Early maturation of organic matter and genesis of hydrocarbons as a result of heat from a shallow piercement salt dome; Journal of Geochemical Exploration, v. 8, p. 549-569.

Rashid, M.A., Purcell, L.P., and Hardy, I.A.
1979 : Source rock potential for oil and gas of the east Newfoundland and Labrador Shelf area; in Facts and Principles of World Petroleum Occurences, ed. A.D. Miall; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p.589-608.

Robbins, E.I. and Rhodelhamel, E.C.
1976 : Geothermal gradients help predict petroleum potential of the Scotian Shelf; Oil and Gas Journal, v. 70, no. 9, p. 143-145.

Roksandic, M.M. and Granger, B.
1981 : Structural styles of Anticosti Island, Gaspé Passage and eastern Gaspé Peninsula inferred from reflection seismic data; Subcommission on Silurian Stratigraphy, Ordovician-Silurian Boundary Working Group, Field Meeting, Anticosti-Gaspé, Québec 1981, Vol. II : Stratigraphy and Paleontology; ed. P.J. Lespérance, p. 211-221.

Rolliff, W.A.
1968 : Oil and Gas Exploration, Anticosti Island, Québec; Proceedings of Geological Association of Canada, v. 19, p. 31-36.

Schoell, M.
1983 : Genetic Characterisation of Natural Gases; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, no. 12, p. 2225-2238.

Skibo, D.N., Avery, M.P., and Bell, J.S.
1986 : Level of organic maturity measurements and computed thermal geohistory models for the Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland : Basins of Eastern Canada and Worldwide Analogues Symposium, Atlantic Geoscience Society, Poster Session, Halifax, August 13-15, 1986.

Snowdon, L.R. and Fowler, M.G.
1986 : Rock-Eval/TOC data from seven wells located within the Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland; Geological Survey of Canada, Open File 1382, 40 p.

Snowdon, L.R. and Krouse, H.R.
1986 : The stable carbon isotope distribution of distillation fractions of three Canadian Frontier crude oils; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, no. 3, p. 379-383.

Swift, J.H. and Williams, J.A.
1980 : Petroleum source rocks, Grand Banks area; in Facts and Principles of World Petroleum Occurences, ed. A.D. Miall; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 567-588.

Swift, J.H., Switzer, R.W., and Turnbull, W.F.
1975 : The Cretaceous Petrel Limestone of the Grand Banks, Newfoundland; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 181-194.

Tissot, B.P. and Welte, D.H.
1984 : Petroleum formation and occurrence. A new approach to Oil and Gas Exploration; Springer-Verlag, Berlin, 538 p.

Total Eastcan
1978 : Skolp E-07, Well History Report; Canada Oil and Gas Lands Administration, Energy, Mines and Resources Canada, 154 p.

Umpleby, D.C.
1979 : Geology of the Labrador Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 79-13, 34 p.

Von der Dick, H. and Meloche, J.D.
1986 : Generation migration and expulsion of hydrocarbons in the Hibernia field; Canadian Society of Petroleum Geologists, Reserves 21 Convention, Calgary, June 1-4, 1986.

Wade, J.A., Campbell, G.R., Procter, R.M., and Taylor, G.C.
1988 : Petroleum Resources of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 88-19, 26 p.

Waples, D.W.
1980 : Time and temperature in petroleum formation : Application of Lopatin's method to petroleum exploration; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 64, no. 6, p. 916-926.

Williams, E.P.
1974 : Geology and petroleum possibilities in and around the Gulf of St. Lawrence; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 1137-1158.

Adresse des auteurs

J.S. Bell
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

G.R. Campbell
Énergie, Mines et Ressources
Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada
Direction générale de l'évaluation des ressources
355 chemin River, Tour «B»
Ottawa, Ontario
K1A 0E4

Imprimé au Canada

Chapitre 13

RESSOURCES MINÉRALES

Introduction
Types de ressources minérales non combustibles
Critères d'exploitabilité

Minéraux dissous dans l'eau de mer
Types de minéraux
Activités canadiennes

Minéraux des grands fonds
Dépôts meubles
Dépôts consolidés

Minéraux de la plate-forme continentale
Dépôts consolidés de surface et de subsurface
Dépôts meubles de la plate-forme continentale

L'avenir de l'exploitation minière au large de la côte Est du Canada et dans l'Arctique canadien
Les perspectives de la mise en valeur des minéraux
Les obstacles et les besoins

Références

Chapitre 13

RESSOURCES MINÉRALES

P.B. Hale

avec la participation de G.B.J. Fader et D.W. Pasho

INTRODUCTION

On extrait commercialement des minéraux non combustibles des océans, du fond marin et des sédiments sous-jacents depuis plusieurs siècles. Dans l'Est du Canada, ce type d'activité remonte à environ 1680; à cette époque on construisait des étangs d'évaporation pour extraire du chlorure de sodium de l'eau de mer. Vers le milieu du XIXe siècle, de nombreuses houillères de l'île du Cap-Breton, en Nouvelle-Écosse, se prolongeaient sous la mer, et constituent un autre exemple d'exploitation de dépôts consolidés sous-marins par simple adaptation de techniques terrestres d'exploitation minière. Il existe aussi, au Canada, de nombreuses exploitations temporaires de sable et de gravier sur des plages et dans la zone côtière peu profonde, mais cette activité n'est en rien comparable à ce qui se pratique couramment dans d'autres pays maritimes comme le Royaume-Uni, la France et le Japon.

L'Est du Canada et l'Arctique canadien ont de vastes plates-formes continentales. Dans l'Est du Canada, la population forme des concentrations locales sur la côte ou à proximité et, depuis longtemps, on y pratique des activités minières en rapport avec la mer. Cependant, l'exploitation sous-marine proprement dite a suscité jusqu'ici relativement peu d'intérêt commercial, à l'exception, toutefois, du prolongement, sous la mer, des galeries de gisements de fer et de charbon. Dans le présent chapitre, seront expliquées les raisons de cet état de fait et sera donné un aperçu des ressources minérales non combustibles marines de l'Est du Canada et de l'Arctique canadien, ainsi que de leur exploitation passée, présente et future.

La première partie du chapitre résume la classification des ressources minérales non combustibles marines et les principaux facteurs qui en déterminent l'exploitabilité. Suivent une rétrospective des activités commerciales et une description des possibilités de mise en valeur des minéraux dissous dans l'eau de mer, des grands fonds marins et de la plate-forme continentale. Enfin, la conclusion consiste en une discussion des perspectives d'exploitation minière en mer dans ces régions.

Hale, P.B.

1990 : Ressources minérales; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 13, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

Types de ressources minérales non combustibles

D'après leur distribution géographique et leurs caractéristiques physiques, on peut diviser les minéraux marins non combustibles en trois catégories générales : les minéraux dissous dans l'eau de mer, ceux des grands fonds marins et ceux de la plate-forme continentale (voir fig. 13-1).

Minéraux dissous dans l'eau de mer

L'eau de mer est une solution complexe de nombreux minéraux dissous. Les principales propriétés chimiques de l'eau de mer sont remarquablement uniformes d'un endroit à l'autre, de sorte que l'exploitabilité des minéraux dépendra davantage du climat local, de la disponibilité des matières premières nécessaires, de la présence d'énergie bon marché et des caractéristiques du marché. Parmi les minéraux dissous dans l'eau de mer qui sont extraits commercialement, on peut mentionner le magnésium, l'iode, le brome et le chlorure de sodium.

Minéraux des grands fonds marins

Depuis le début des années 70, on étudie, du point de vue commercial, les concentrations de nodules de manganèse de mer profonde dans les océans Pacifique, Atlantique et Indien. Les boues métallifères de la mer Rouge ont été étu-

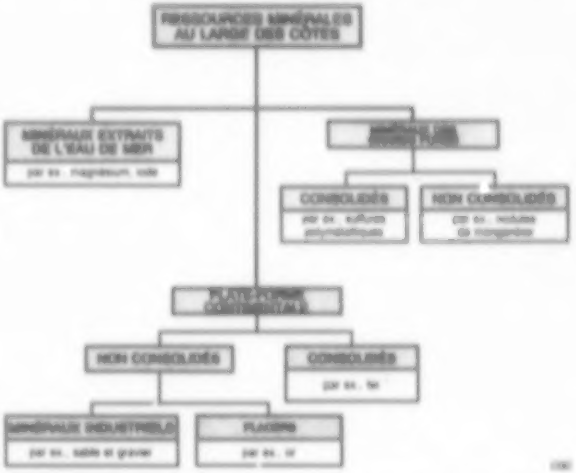


Figure 13-1. Types de ressources minérales non combustibles au large des côtes.

diées de façon approfondie et sont réputées d'intérêt commercial (Rona, 1983; Amann, 1985). Les possibilités techniques et financières de l'extraction et du traitement des sédiments métallifères ont été établies, et la Commission saoudo-soudanaise de la mer Rouge songe actuellement à la mise en place d'une installation pilote d'extraction et de traitement.

Des gisements de sulfures polymétalliques associés à des centres d'expansion océanique ont été découverts pour la première fois en 1978 dans l'est de l'océan Pacifique (21°N), au large du Mexique (CYAMEX, 1979). Plus tard, d'autres occurrences ont été découvertes au large de la côte occidentale de l'Amérique du Nord et sur des sections de la dorsale médio-atlantique. Étant donné qu'ils pourraient être riches en zinc, cuivre, manganèse, cobalt, or et argent, ces gisements suscitent un certain intérêt commercial et pourraient faire l'objet de travaux d'exploration futurs. Leur étude fournit des renseignements inestimables sur l'origine des gisements minéraux terrestres.

Minéraux de la plate-forme continentale

La profondeur d'eau relativement faible et la proximité des plates-formes continentales par rapport à la côte rendent ces dernières intéressantes pour la recherche et l'exploitation des gisements minéraux. Des gisements consolidés de minéraux non combustibles de barytine (Alaska), de fer (Terre-Neuve) et d'étain (Grande-Bretagne) sont exploités dans les régions côtières de plusieurs pays depuis de nombreuses années. Cependant, du point de vue de la valeur des minéraux non combustibles produits et du nombre des exploitations, les dépôts granulaires meubles (c.-à-d. sables et graviers; sables à forte teneur en silice et placers) sont les plus intéressants.

On peut diviser les dépôts granulaires meubles en gisements de minéraux industriels et en placers. Dans le premier type, les matériaux dragués sont utilisés en presque totalité, c'est le cas des sables et graviers utilisés pour la construction, et du carbonate de calcium employé pour la fabrication du ciment. Des placers, on ne retient que la fraction lourde comme l'or, le rutile, le zircon et les diamants. Les deux types de gisements sont généralement exploités par dragage.

En 1977, la dernière année pour laquelle existent des statistiques détaillées de la production minière marine mondiale, la production des minéraux non combustibles se chiffrait à 460 millions de dollars US, dont la majeure partie provenait de granulats, de l'étain et du carbonate de calcium (Glasby, 1979). Des statistiques plus récentes montrent une augmentation régulière de la proportion des granulats marins dans les deux principaux pays producteurs, le Royaume-Uni et le Japon. La même tendance a existé pour la production d'étain marin jusqu'en 1981; cette année-là, le prix a commencé à baisser, ce qui a évidemment entraîné un recul de la production. Hale et McLaren (1984) ont fait un survol mondial de la recherche et de l'exploitation des sédiments granulaires meubles.

Critères d'exploitabilité

Par « ressources », il faut entendre toutes concentrations de minéraux, découvertes et non découvertes, qui présentent un intérêt commercial dans un avenir prévisible, c'est-à-dire, dans la plupart des contextes, pour les prochaines décennies (Canada, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, 1974; Zwartendyk, rapport interne, Secteur de la politique minérale, Énergie, Mines et Ressources Canada, 1975, et communication personnelle, 1986). Un exemple de méthode d'évaluation des ressources marines, fondée sur les renseignements disponibles, est celle du ministère fédéral de l'Énergie, des Mines et des Ressources, dans laquelle il est tenu compte de la géologie régionale, du milieu physique et des marchés des matières premières (Groupe d'étude de la plate-forme, rapport inédit, Direction de la gestion des ressources, Énergie, Mines et Ressources Canada, 1980). Cette méthode offre un moyen pratique d'évaluer le potentiel d'une région géographique en certains minéraux et en matières premières, qui tient compte de deux facteurs : la probabilité d'existence réelle des quantités estimées et le degré d'exploitabilité économique (voir fig. 13-2).

Il est difficile de déterminer la probabilité d'existence réelle des gisements, particulièrement si les indices sur le terrain sont insuffisants et si on utilise des données indirectes, par exemple la présence de roches mères favorables dans les bassins de drainage côtiers, ou encore, de milieux propices à la sédimentation. La qualité du dépôt commercial et les spécifications du produit servent de principes généraux pour déterminer si une concentration minérale peut être classée comme ressource, c'est-à-dire si elle présente un intérêt économique dans un avenir prévisible. On détermine ensuite, à partir des taux de récupération en vigueur dans l'industrie et d'une « durée d'exploitation » raisonnable, si le gisement est de taille suffisante.

Par ailleurs, on peut classer les gisements selon leur degré d'exploitabilité. Les gisements rentables sont ceux qui sont exploitables à profit dans les conditions actuelles, car les coûts sont relativement faibles et les contraintes, comme la profondeur de l'eau et la distance du marché, minimales. Les gisements marginalement rentables sont ceux qui ne semblent pas être économiquement exploitables à l'heure actuelle, mais qui pourraient le devenir dans les 10 ou 20 prochaines années. Tout gisement se trouvant en deçà du seuil de rentabilité marginale ne sera vraisemblablement pas exploité dans un avenir prévisible et est donc réputé non rentable.

Chaque occurrence minérale peut être portée sur la figure 13-2, en utilisant des indices de probabilité d'existence réelle et d'exploitabilité. Les dépôts qui tombent dans la zone en pointillé sont classés comme ressources minérales. Ceux dont on connaît la taille et la teneur et qui sont jugés rentables à l'heure actuelle sont rangés parmi les « réserves ». La compilation des données sur tous les gisements minéraux et sur les caractéristiques pourrait constituer un inventaire des ressources; or il se trouve que les données sur les minéraux des plates-formes continentales et grands fonds marins de l'Est du Canada et de l'Arctique canadien sont insuffisantes pour permettre d'établir un tel inventaire. Les données sur la répartition des gisements, leurs caractéristiques, comme leur tonnage et leur teneur, les possibilités de marché et les coûts de production font défaut.

C'est en 1984 qu'a eu lieu la première évaluation systématique du potentiel en minéraux granulaires meubles (c.-à-d. sables et graviers, sables à forte teneur en silice et minéraux de placers) des régions extracôtières du Canada. Cette évaluation était nécessairement subjective, et l'accent a été mis sur la présence ou l'absence de produits donnés, ainsi que sur quelques critères généraux con-

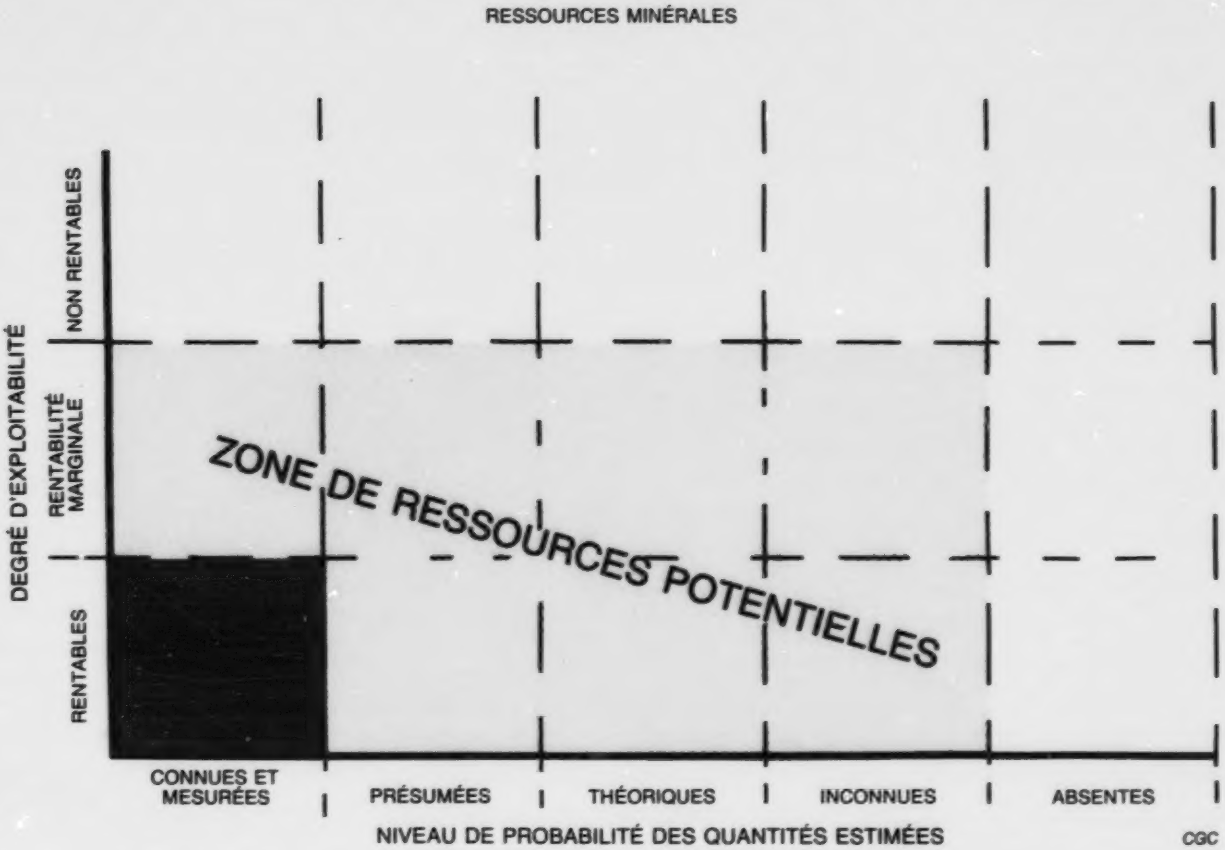


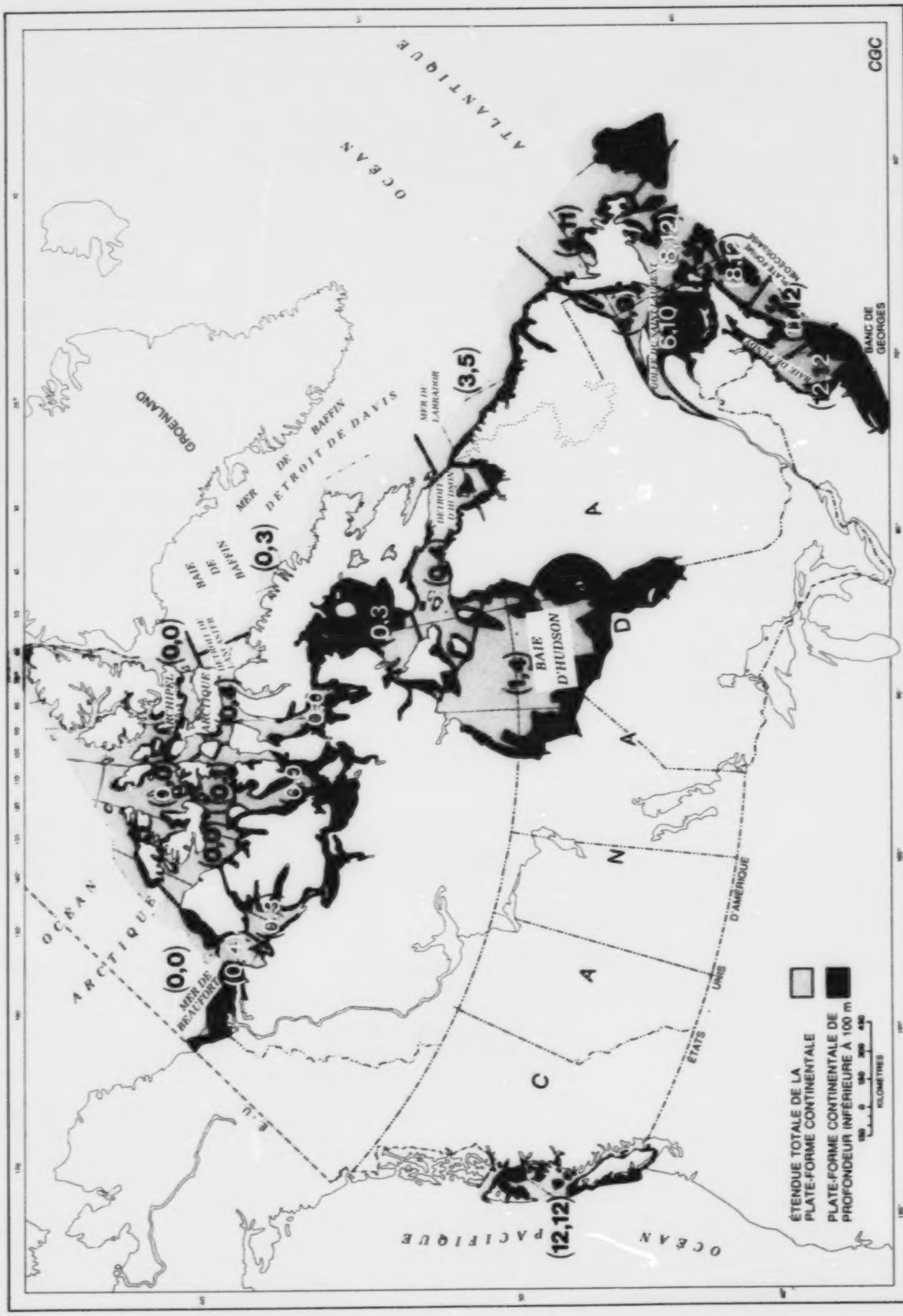
Figure 13-2. Schéma illustrant la relation entre la probabilité d'existence des quantités estimées et le degré d'exploitabilité économique des minéraux, deux facteurs servant à départager les ressources et les réserves.

cernant leur exploitabilité (Hale et McLaren, 1984). La méthode adoptée dans le présent chapitre pour l'Est du Canada et l'Arctique canadien est essentiellement la même, à quelques modifications mineures près. Elle est fondée sur un examen de données extraites de la littérature géologique publiée et non publiée, de CANMINDEX, base de données sur les indices de minéralisation de la Commission géologique du Canada, de l'Inventaire national des minéraux (Secteur de la politique minérale, Énergie, Mines et Ressources Canada), et de communications verbales des géologues du gouvernement et de l'industrie.

Pour l'exploitation de dépôts granulaires meubles, les techniques primaires utilisées comprennent divers types de dragage. Les plus grosses dragues commerciales qui existent dans le monde peuvent travailler jusqu'à 80 m au-dessous du niveau de la mer. Il est théoriquement possible de construire des dragues capables de travailler à des profondeurs supérieures, mais cela entraînerait des dépenses supplémentaires, et leur conception et leur construction nécessiteraient du temps. Il est donc vraisemblable de penser que l'exploitation minière en mer de matériaux superficiels sera limitée à des profondeurs inférieures à 100 m dans les prochaines décennies. Les occurrences minérales situées à des profondeurs supérieures sont davantage considérées comme des zones d'intérêt à long terme que comme des ressources. L'adoption de l'isobathe de 100 m comme profondeur limite pour l'évaluation des ressources a pour effet d'exclure une grande partie de l'Arctique et de la côte Est (voir fig. 13-3).

La présence de la glace réduit énormément les possibilités d'exploitation minière en mer, autant sur la marge continentale de l'Est que dans l'Arctique canadien. Jusqu'en 1985, il ne s'effectuait aucune activité commerciale de dragage pendant la période de présence de la couverture glacielle au large des côtes du Canada; cette couverture varie largement d'une région à l'autre et d'une année à l'autre. La durée moyenne de la mer libre pour les années de bonnes et mauvaises conditions glacielles (voir fig. 13-3) montre que plusieurs régions restent généralement déglacées à longueur d'année, notamment le banc de Georges, la baie de Fundy et la plate-forme Néo-Écossaise (pour la position géographique de ces entités, voir la carte 850-A, en pochette). Cependant, plus au nord, dans le golfe du Saint-Laurent, la mer du Labrador et le détroit de Davis, la durée de la mer libre décroît considérablement. La baie d'Hudson et la mer de Beaufort sont libres de glace seulement quatre mois dans les bonnes années, et un grand nombre de chenaux de l'archipel arctique sont libres de glace pendant moins d'un mois seulement.

La durée de la mer libre pour chaque région représentée à la figure 13-3 semble plutôt courte, car il s'agit de la période pendant laquelle il n'y a pas de glace dans toute la région côtière. Dans certaines parties de chaque région, la durée de la mer libre est plus longue.


OCÉAN ATLANTIQUE
OCÉAN PACIFIQUE
OCÉAN ARCTIQUE
GROENLAND
MER DE BAFFIN
BAIE DE BAFFIN
DÉTROIT DE DAVIS
MER DE LABRADOR
DÉTROIT D'HUDSON
BAIE D'HUDSON
ARCHIPEL ARCTIQUE
MER DE BEAUFORT
GOLFE DU SAINT-LAURENT
PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
BAIE DE FUNDY
BANC DE GEORGES
C A N A D A
ÉTATS-UNIS D'AMÉRIQUE
É.-U.
(0,0)
(0,3)
(3,5)
(12,12)
CGC
ÉTENDUE TOTALE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE
PLATE-FORME CONTINENTALE DE PROFONDEUR INFÉRIEURE À 100 m
KILOMÈTRES

Il est peu probable qu'on procède à un dragage par les moyens conventionnels dans une région où la mer est libre pendant moins de quatre mois (chiffre valable pour les années de bonnes conditions glacielles). Par conséquent, la majeure partie de l'Arctique, à l'exception de la mer de Beaufort, du détroit de Lancaster, du détroit d'Hudson et de la baie d'Hudson, n'est pas considérée comme une zone d'exploitation sous-marine pouvant se prêter aux méthodes de dragage classiques. Les tentatives d'extraction de granulats par dragage dans la mer de Beaufort canadienne ont montré que, même si la région était libre de glace au milieu de l'été, la glace pourrait retarder le passage des bateaux venant de l'ouest pendant plusieurs semaines, réduisant ainsi un créneau d'exploitation qui est déjà court. Il faut donc laisser un grand nombre de dragues dans la mer de Beaufort même pendant l'hiver, solution coûteuse car les dragues ne peuvent être exploitées que le tiers de l'année. Un problème semblable pourrait se poser dans le détroit de Lancaster (voir fig. 13-3).

La brièveté de la saison de mer libre dans une grande partie de l'Arctique canadien, l'insuffisance de l'infrastructure industrielle et l'exiguïté des marchés des minéraux industriels sont telles que seuls des minéraux de placers de grande valeur, comme l'or, le platine et les diamants, sont susceptibles d'être rentables dans un avenir prévisible. Par conséquent, l'auteur passera sous silence, dans le présent chapitre, les ressources minérales industrielles situées dans l'Arctique sauf celles de la mer de Beaufort, qui ont déjà un marché potentiel. Pour des raisons similaires, la répartition des minéraux de placers de faible valeur, comme le grenat, l'ilménite, le magnétite et le rutile, ne sera pas étudiée.

MINÉRAUX DISSOUS DANS L'EAU DE MER

Types de minéraux

L'océan est un corps minéralisé unique par son caractère renouvelable. En effet, les minéraux dissous dans l'eau de mer se renouvellent à la faveur du ruissellement des cours d'eau à un rythme égal ou supérieur aux taux d'extraction en vigueur dans l'industrie (Wang et McKelvey, 1976). Parmi les 77 éléments présents dans l'eau de mer, huit représentent plus de 99 % des sels, alors que les 69 autres éléments en représentent moins de 1 %. En ce qui concerne les éléments majeurs, la composition de l'eau de mer est assez uniforme, mais ce n'est pas le cas des éléments à l'état de traces.

On a trouvé dans l'eau de mer des concentrations d'or atteignant 60 mg/t. Il s'agit toutefois de cas isolés, la teneur en or étant d'environ 11 mg/t, bien en deçà du seuil d'exploitabilité économique déterminé par la technologie actuelle (North, 1966; Wright, 1969). Les zones à fortes concentrations sont vraisemblablement associées à une activité hydrothermale et à des bassins d'eau stagnante, phénomènes peu fréquents au large de la côte Est et dans l'Arctique canadien.

Pour que l'or et des éléments en traces comme l'uranium puissent être extraits à profit, il faut traiter de façon efficace de grands volumes d'eau. Une méthode consiste à utiliser un système de récupération statique dans un courant d'eau actif comme le Gulf Stream. Les Japonais sont les plus avancés dans ce domaine, ayant construit une usine pilote d'extraction conçue pour récupérer 10 000 g d'uranium par an (Mining Journal, 1980; Organization for Economic Co-operation and Development, 1983). Hollister (1980) pense que les plates-formes de production de pétrole et de gaz pourraient servir à l'implantation, à peu de frais, d'usines d'extraction d'uranium, d'or et d'autres éléments. Cette méthode ne sera probablement pas utilisée au large de la côte Est du Canada, à cause de la disponibilité de réserves terrestres et des coûts prohibitifs de l'extraction des minéraux d'eau de mer.

Les cinq substances à valeur commerciale récupérées de l'eau de mer sont le magnésium, l'iode, le brome, le chlorure de sodium et l'eau douce. Le procédé d'extraction par évaporation solaire convient mieux aux pays chauds et secs. Des tentatives pour extraire du sel par évaporation naturelle sur la côte atlantique de l'Amérique du Nord en 1680 ont échoué à cause du mauvais temps (Dietz, 1972). Certains pays, notamment la Suède et la Russie, récupèrent du sel de l'eau de mer par congélation. La saumure est séparée de la glace par congélation à phases successives; la solution extrêmement concentrée ainsi obtenue subit ensuite une évaporation artificielle (Armstrong et Miall, 1946). Toutefois, au Canada, les réserves terrestres de sel sont suffisantes pour répondre aux besoins; on ne songe donc pas à construire d'usines d'extraction de sel.

On extrait aussi de l'eau de mer du magnésium métallique et de l'hydroxyde de magnésium. Le métal est largement utilisé dans des produits métalliques, dans la préparation de ciments renfermant des oxychlorures ainsi que dans la fabrication du caoutchouc, des engrais et du papier. Un grand nombre de ces produits nécessitent une magnésie de haute qualité qu'il est impossible d'obtenir de la plupart des sources naturelles. En 1978, 15 usines récupéraient dans le monde quelque 2 millions de tonnes métriques par an de magnésie à partir de l'eau de mer (Mining Annual Review, 1978). Une des usines les plus puissantes et les plus productives est située à Freeport, au Texas; elle fournit environ 95 % du magnésium métallique des États-Unis (Mero, 1965). Dans cette usine, on utilise du gaz naturel bon marché et de la chaux, sous la forme de coquilles calcaires draguées dans le golfe du Mexique.

Au début des années 80, des chercheurs ont commencé à considérer l'eau de mer comme une source potentielle de lithium (Epstein et al., 1981; Sekimachi et Katsuta, 1981), prévoyant qu'une nouvelle génération d'accumulateurs haute énergie à anodes en lithium métallique serait en demande. Des applications de la fusion thermonucléaire pourraient aussi faire augmenter la demande de lithium. Bien que le Canada possède des ressources terrestres suffisantes pour répondre à la demande actuelle, l'extraction des minéraux de l'eau de mer vaut peut-être la peine d'être considérée pour l'avenir.

Figure 13-3. Carte du Canada montrant la plate-forme continentale et les eaux de moins de 100 m. Les chiffres entre parenthèses indiquent, pour chaque région, la durée moyenne, en mois, de la période d'eau libre au cours des années rigoureuses et douces respectivement (à partir des données du Service de la protection de l'environnement, 1978; et Markham, 1981).

Activités canadiennes

Une usine d'extraction de deutérium, composant de l'eau lourde utilisé dans les réacteurs thermonucléaires, a été construite à Glace Bay, en Nouvelle-Écosse, en 1976. Une usine d'extraction d'hydroxyde de magnésium a été construite au milieu des années 60 à Aguathuna, à Terre-Neuve, afin de répondre aux besoins de l'industrie des pâtes et papiers et de l'industrie des produits réfractaires. Les installations d'eau lourde ont fermé au printemps de 1985 à cause de la chute de la demande de deutérium.

Les conditions océanographiques ou climatiques ne sont pas un facteur important dans le choix de l'emplacement d'une usine d'hydroxyde de magnésium. Les facteurs à considérer en premier lieu sont l'approvisionnement en matières premières, la disponibilité d'énergie peu coûteuse et la proximité des marchés. Le site d'Aguathuna a été choisi parce qu'il offrait un approvisionnement presque inépuisable en calcaire dolomitique, tout à côté de l'eau de mer non contaminée de la baie Port Au Port (Gormley, 1969). L'usine a été conçue pour traiter environ 150 tonnes d'hydroxyde de magnésium par jour, à partir de calcaire et d'eau de mer, et représentait un investissement d'environ 4 millions de dollars (1969), à l'exclusion de l'équipement d'extraction ainsi que des frais de stockage et d'expédition. Depuis le début, l'usine a éprouvé toutes sortes de difficultés techniques et financières et n'a donc jamais atteint un rythme d'exploitation commerciale. Certains problèmes d'exploitation étaient dus à la qualité variable du calcaire (Wolfgang Uebel Ltd, rapport interne commandé par le ministère du Développement industriel de Terre-Neuve et du Labrador, 1979).

Plusieurs usines de magnésium du monde utilisent des coquilles calcaires comme source de chaux. Les chances de trouver ce type de dépôt au large de la côte Est du Canada sont bonnes à excellentes. Il ne faudrait donc pas perdre de vue cette possibilité, si jamais il est question de rouvrir les installations d'Aguathuna ou de construire une nouvelle usine d'extraction de magnésium.

MINÉRAUX DES GRANDS FONDS

Dépôts meubles

Les nodules de manganèse, ainsi que les encroûtements de manganèse, sont les types de dépôts meubles des grands fonds qui ont suscité le plus d'intérêt jusqu'ici.

Nodules de manganèse

Comme l'on fait remarquer Horn et al., (1972, 1973), la rareté des nodules dans la partie nord-ouest de l'océan Atlantique peut être attribuée à l'apport massif de sédiments terrigènes provenant du nord et de l'ouest, ainsi qu'à la sédimentation carbonatée ayant eu lieu dans certaines régions comme la dorsale médio-atlantique, au-dessus du niveau de compensation des carbonates. L'unique occurrence signalée de nodules de manganèse au large de la côte Est du Canada est celle de la chaîne de monts sous-marins de Terre-Neuve (Lamont Geological Observatory, rapport manuscrit, 1968). Ces nodules renferment des quantités relativement faibles de nickel, de cobalt et de cuivre (M. Fisk, communication personnelle, 1984).

Le potentiel commercial des nodules de manganèse du nord-ouest de l'océan Atlantique est actuellement nul.

Encroûtements de manganèse

Des encroûtements de manganèse ont été signalés sur des hauteurs qui ne reçoivent pas d'apports sédimentaires importants ou qui sont balayées par de forts courants comme le Gulf Stream. On rapporte la présence de croûtes de manganèse stratifiées, d'une épaisseur apparente supérieure à 10 cm, dans la chaîne de monts sous-marins de la Nouvelle-Angleterre (Aumento et al., 1968). La carte 1706A (en pochette) montre la position géographique de cette chaîne de monts. L'analyse chimique indique une teneur métallique relativement faible, à l'exception du cobalt, dont la concentration pourrait atteindre 1 % dans certains cas (Cronan, 1975). La forte teneur en cobalt des encroûtements de manganèse dans des eaux relativement peu profondes, signalée par les premiers chercheurs (Menard, 1964; Mero, 1965), a donné à penser que ce type de dépôt pouvait constituer une source rentable de cobalt. Des travaux préliminaires ont été effectués pour traiter des dalles de manganèse provenant de la chaîne de monts sous-marins de la Nouvelle-Angleterre (Grice et Hancock, 1972). La mise en valeur de ces dépôts sera probablement freinée dans les prochaines années par des problèmes de technologie, de coûts et de marché, et aussi par des obstacles juridiques.

Les encroûtements de manganèse sont fréquents sur les flancs de la dorsale médio-atlantique (Aumento et Loncarevic, 1969; Phillips et al., 1969; Cronan, 1975). Ils renferment un peu de nickel, de cuivre, de fer et de manganèse, et leur teneur en cobalt dépasse rarement 0,5 % (Cronan, 1975). Dans une région bien étudiée de la dorsale, à proximité de 45°N, Aumento (1969) a constaté que l'épaisseur des encroûtements de manganèse augmente à mesure qu'on s'éloigne de l'axe de la dorsale, pour atteindre presque 30 cm à 140 km à l'est de la vallée axiale.

Horowitz et Cronan (1976) ont remarqué la présence de sédiments métallifères à la base de certains trous forés dans le cadre du Deep Sea Drilling Project (projet de forage en eau profonde). Selon ces auteurs, les sédiments pourraient résulter de l'altération sous-marine de basalte froid combinée à la formation d'oxydes de ferromanganèse qui piègent d'autres métaux provenant de l'eau de mer.

Sédiments métallifères

Des sédiments riches en fer semblables à ceux qui sont associés à des dorsales océaniques, ont été trouvés dans la vallée axiale de la dorsale médio-atlantique, près de 45°N (Cronan, 1972). L'enrichissement en certains métaux est attribué à une activité hydrothermale qui est associée à des centres d'expansion actifs, mais les sédiments ne présentent aucun intérêt commercial.

Dépôts consolidés

On a postulé la présence de dépôts consolidés de subsurface dans certaines régions de mer profonde, en se fondant sur des analogies avec certaines séquences lithologiques terrestres et sur de récentes découvertes d'affleurements de minéraux sulfurés au voisinage des centres d'expansion du fond océanique. Il reste à confirmer la présence de ces gisements.

MINÉRAUX DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE

Dépôts consolidés de surface et de subsurface

Des dépôts consolidés affleurant sur le fond marin ont été exploités jusqu'à un certain point partout dans le monde. Dans la plupart des cas, il s'agit de prolongements en mer d'exploitations existant sur terre. Un exemple est le projet d'extraction de barytine en Alaska (Stevens, 1970; Thompson et Smith, 1970). Au Canada, il n'y a eu aucune exploitation commerciale d'affleurements de dépôts consolidés.

L'exploitation sous-marine de dépôts consolidés de subsurface, comme des gisements de charbon, de fer, d'étain, de nickel, de cuivre, d'or et de calcaire, se pratique depuis au moins le début du XVII^e^ siècle; dans certains pays, elle représente une proportion importante de la production totale de minéraux. Le Japon a extrait en 1977, $9{,}7 \times 10^6$ t de charbon de mines sous-marines, soit 52 % de sa production (Earney, 1980). Plus d'une centaine de mines sous-marines ont été ouvertes de par le monde (Austin, 1967; Cruickshank, 1968). Dans presque tous les cas, il s'agit de mines terrestres qui ont été prolongées au large des côtes, une fois les ressources terrestres épuisées.

L'Est du Canada pratique depuis longtemps l'exploitation par galeries sous-marines. Les mines qui se prolongent en mer dans le bassin houiller de Sydney, dans l'île du Cap-Breton, en Nouvelle-Écosse, remontent à 1867 environ; et elles sont parmi les exploitations sous-marines actuelles les plus longues au monde. Elles avancent sur quelque 7 km vers le large, à plus de 300 m au-dessous du niveau de la mer, et on y accède à partir de puits creusés sur la terre ferme.

Une autre mine sous-marine de la côte Est du Canada est celle de la Wabana Iron Mines, au nord-ouest de St. John's, à Terre-Neuve, qui fut en exploitation de 1895 à 1966. Elle produisait 3 millions de tonnes par an au moment de sa fermeture. On y a extrait plus de 75×10^6 t de minerai d'hématite, par des galeries qui s'étendaient sur 5 km vers le large, de l'île Bell jusqu'à la baie Conception. Les chantiers d'abattage, d'une superficie de 18 km^2, descendaient jusqu'à 515 m au-dessous du niveau de la mer, sous une colonne d'eau d'environ 150 m.

Dans la mine Wabana, deux couches superposées de minerai de fer ont été exploitées à l'aide d'une version modifiée de la méthode par chambres et piliers. Les couches ont un pendage d'environ 9° vers la mer ou vers le nord-nord-ouest. Durant les dernières années d'existence de cette mine, l'augmentation de la distance de roulage du puits principal au chantier a réduit considérablement la productivité des ouvriers par poste de travail, de sorte que les coûts d'exploitation sont devenus prohibitifs par rapport à ceux d'une mine à ciel ouvert. Ce facteur, de même que les problèmes de commercialisation découlant du fait que le minerai avait une teneur relativement faible en fer et une teneur assez élevée en phosphore et en silice, ont mené à la fermeture de la mine en 1966.

Le cas des gisements houillers de Sydney et des mines de fer de la Wabana n'est probablement pas différent de n'importe quel projet d'exploitation minière par galeries et par puits qui démarre sur le continent. Les deux exploitations ont d'abord été de petites mines terrestres, que l'on a ensuite prolongées sous la mer au moyen des techniques d'exploitation ordinaires. À mesure qu'elles progressaient vers le large, les problèmes d'aérage et d'alimentation en énergie ont entraîné une baisse de rendement et, dans le cas de la mine de la Wabana, sa fermeture. Les difficultés d'exploitation sont attribuables en partie à la diminution de la productivité qui accompagne l'augmentation des distances de transport.

Il est possible de surmonter le problème de la distance du transport, en ayant accès aux chantiers directement par la mer. L'idée n'est pas nouvelle. Une source rapporte qu'une île artificielle a été utilisée dès 1617 dans le Firth of Forth, en Écosse, pour extraire du charbon sous la mer (anonyme, sans date, cité dans Austin, 1967). Au cours du présent siècle, les Japonais ont construit des îles artificielles dans lesquelles ils ont foncé des puits pour avoir accès à des couches de charbon (Biron, 1961). Ils ont aussi foncé des puits d'aérage sur des îles artificielles. Une méthode similaire pourrait être adoptée pour l'extraction de charbon sous-marin du bassin de Sydney, dans l'île du Cap-Breton; les distances (supérieures à 7 km) et les profondeurs (de plus de 1 000 m) des couches exploitables rendraient cependant leur exploitation coûteuse.

L'exploitation, en roche dure, des dépôts sous-marins de surface et de subsurface est une industrie bien établie dans le monde. Sauf exception, les exploitations commencent à terre. Peu d'études systématiques ont été faites au large, sauf peut-être dans les régions où des dépôts terrestres se trouvent à proximité. Il existe sans doute des dépôts consolidés inexploités au large des côtes canadiennes. Reste à savoir si leur exploitation peut soutenir la concurrence des exploitations terrestres canadiennes et celle des importations.

Dépôts meubles de la plate-forme continentale

Minéraux industriels

Les minéraux industriels qui sont extraits de dépôts meubles ou qui ont le plus de chances de l'être, au large de la côte Est du Canada et dans l'Arctique canadien, sont les sables et les graviers, les sables à forte teneur en silice et les sables carbonatés. Compte tenu de leur fort volume et de leur valeur relativement faible, ces matériaux coûtent très cher à transporter sur de grandes distances.

Parmi les minéraux industriels qui sont les plus susceptibles d'être exploités par dragage, les sables et les graviers sont ceux dont la valeur marchande est la plus faible. Par conséquent, les sources potentielles de granulats marins doivent être évaluées en fonction des besoins permanents des centres urbains, et des besoins plus ponctuels des mégaprojets. Dans le cas des marchés permanents, on peut définir une « zone potentiellement rentable » comme étant la zone située à moins de 100 m de profondeur et dans un rayon de 150 km d'un centre urbain (voir fig. 13-4). En ce qui concerne les minéraux industriels de plus grande valeur, on présume que les coûts de transport sont un facteur moins important; on peut donc garder comme seul critère d'exploitabilité la profondeur d'eau inférieure à 100 m.

Sable siliceux

Le sable siliceux, à haute teneur en silice sous forme de quartz, est principalement utilisé dans l'industrie du verre et les fonderies. Parmi ses autres applications, on compte

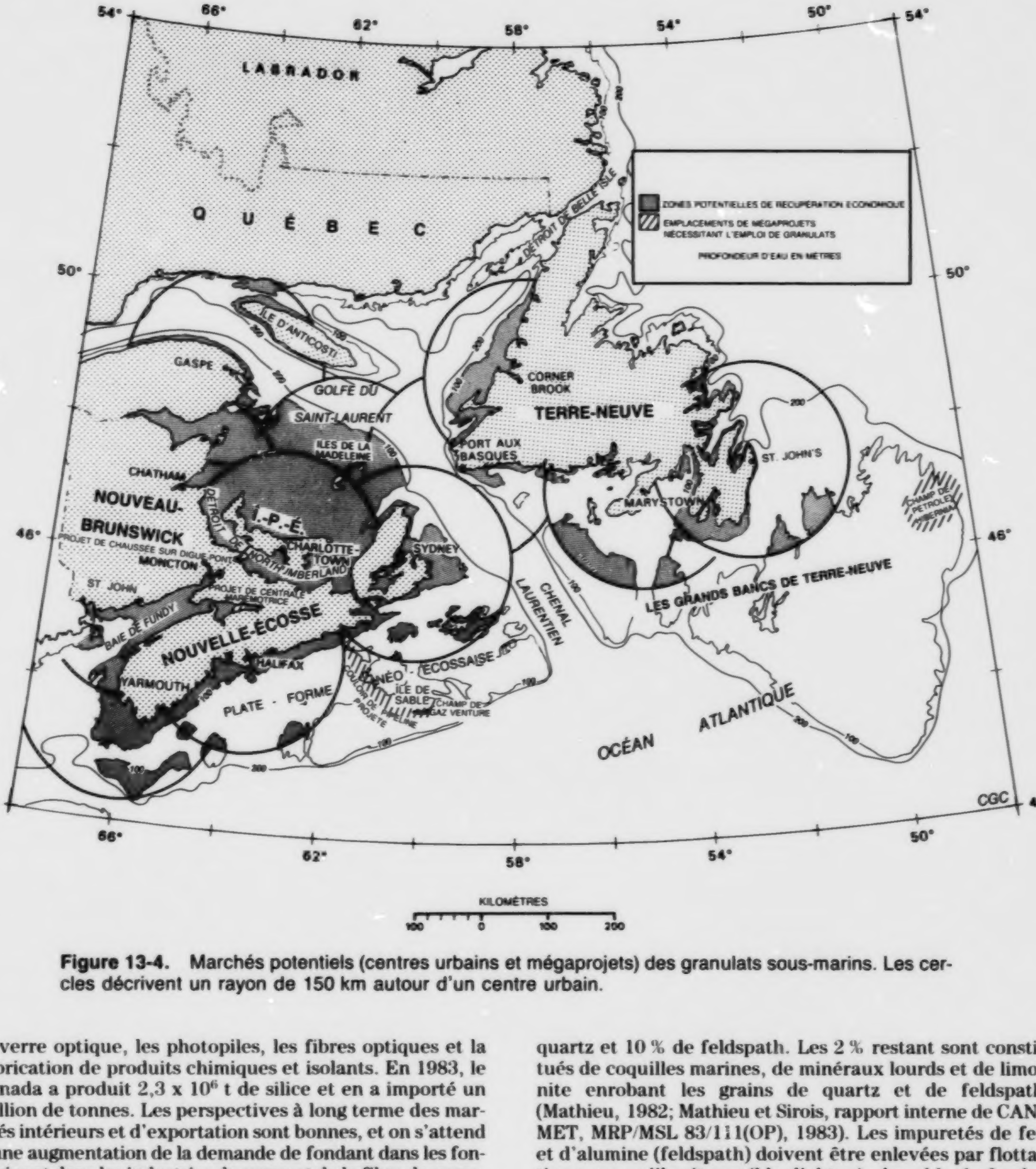


Figure 13-4. Marchés potentiels (centres urbains et mégaprojets) des granulats sous-marins. Les cercles décrivent un rayon de 150 km autour d'un centre urbain.

le verre optique, les photopiles, les fibres optiques et la fabrication de produits chimiques et isolants. En 1983, le Canada a produit 2,3 x 10^6 t de silice et en a importé un million de tonnes. Les perspectives à long terme des marchés intérieurs et d'exportation sont bonnes, et on s'attend à une augmentation de la demande de fondant dans les fonderies et dans les industries du verre et de la fibre de verre. La demande pourrait aussi s'accroître avec l'implantation de nouveaux produits à base de silice.

Il n'y a pas eu d'effort concerté pour délimiter les gisements de sable siliceux au large des côtes canadiennes. Néanmoins, une entreprise commerciale, la Magdalen Silica Inc., a pu localiser et délimiter deux gisements de ce type au large des Îles-de-la-Madeleine, dans le golfe du Saint-Laurent (voir fig. 13-5). Ces gisements renferment environ 250 x 10^6 m^3 de sable siliceux récupérable, à 88 % de quartz et 10 % de feldspath. Les 2 % restant sont constitués de coquilles marines, de minéraux lourds et de limonite enrobant les grains de quartz et de feldspath (Mathieu, 1982; Mathieu et Sirois, rapport interne de CANMET, MRP/MSL 83/111(OP), 1983). Les impuretés de fer et d'alumine (feldspath) doivent être enlevées par flottation pour qu'il soit possible d'obtenir du sable de fonderie; un procédé d'enrichissement a été conçu et éprouvé en usine pilote. Ces travaux indiquent que le traitement du sable marin est techniquement possible et qu'il pourrait être rentable. Si on lui trouve un marché suffisant, et moyennant des coûts de dragage raisonnables, ce gisement a de bonnes chances d'être exploité à une échelle commerciale.

Il existe d'autres occurrences de sable siliceux sur le banc Bradelle, au nord-est de l'Île-du-Prince-Édouard, et

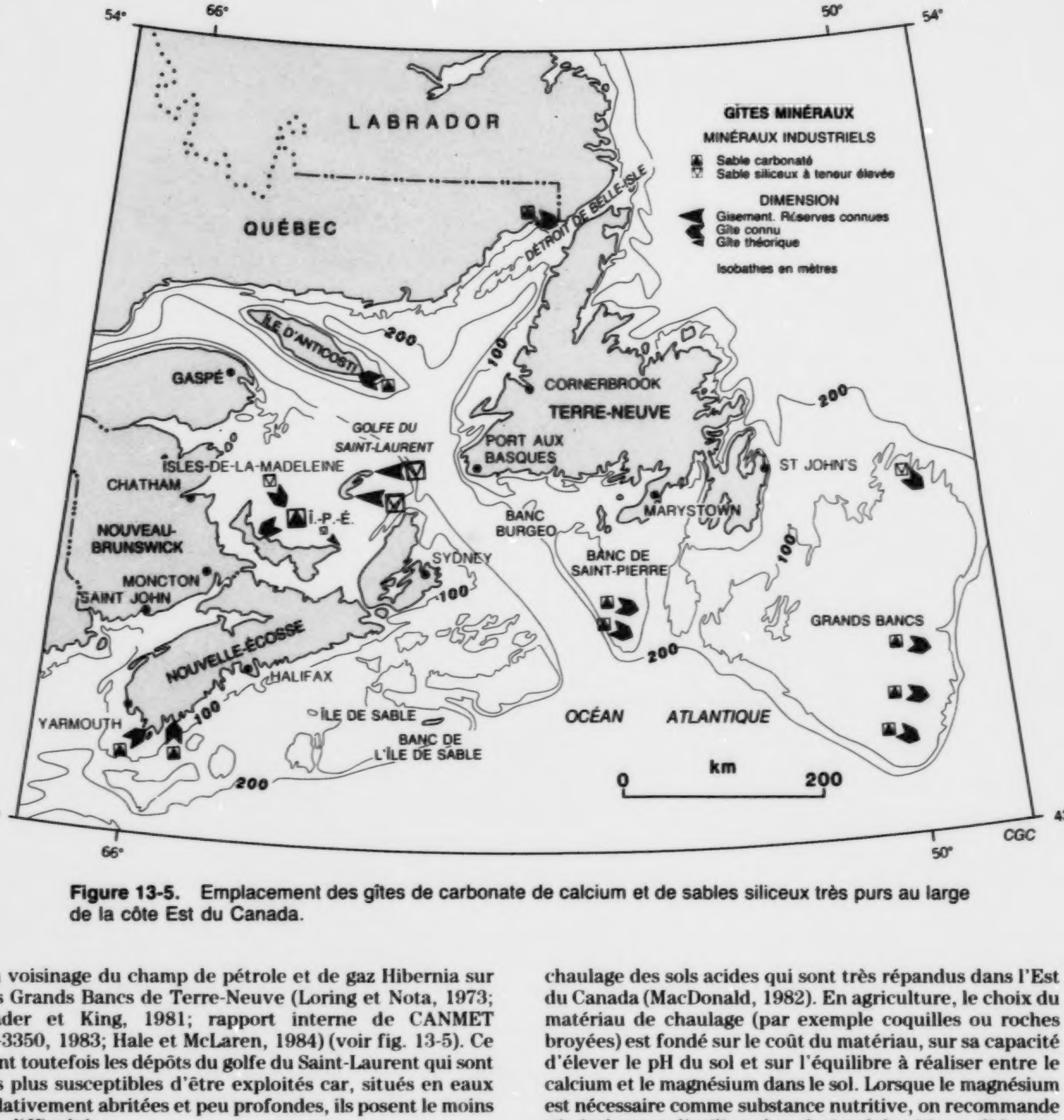


Figure 13-5. Emplacement des gîtes de carbonate de calcium et de sables siliceux très purs au large de la côte Est du Canada.

au voisinage du champ de pétrole et de gaz Hibernia sur les Grands Bancs de Terre-Neuve (Loring et Nota, 1973; Fader et King, 1981; rapport interne de CANMET M-3350, 1983; Hale et McLaren, 1984) (voir fig. 13-5). Ce sont toutefois les dépôts du golfe du Saint-Laurent qui sont les plus susceptibles d'être exploités car, situés en eaux relativement abritées et peu profondes, ils posent le moins de difficultés.

Carbonate de calcium

Du carbonate de calcium, sous forme de coquilles, de coraux et de sables calcaires, est extrait en mer dans plusieurs pays dont l'Australie, les Bahamas, les îles Fidji, la France, l'Islande et les États-Unis. Employé comme granulat dans l'industrie de la construction, il sert également de matière première dans la fabrication du ciment Portland et de la chaux.

La chaux produite au Canada est consommée en majeure partie dans l'industrie métallurgique, mais elle est de plus en plus employée dans l'industrie agricole pour le chaulage des sols acides qui sont très répandus dans l'Est du Canada (MacDonald, 1982). En agriculture, le choix du matériau de chaulage (par exemple coquilles ou roches broyées) est fondé sur le coût du matériau, sur sa capacité d'élever le pH du sol et sur l'équilibre à réaliser entre le calcium et le magnésium dans le sol. Lorsque le magnésium est nécessaire comme substance nutritive, on recommande généralement d'utiliser du calcaire dolomitique. Si la concentration du magnésium est suffisante, il est alors préférable d'utiliser un calcaire riche en calcium ou un hachis de coquilles (coquilles finement broyées).

Des sources marines de carbonate de calcium sont utilisées à des fins agricoles dans l'Est du Canada depuis au moins 1928 (voir fig. 13-6a), mais la pratique n'est pas très courante. Dans de nombreux cas, la matière carbonatée est un déchet provenant de la pêche locale de coquilles ou de homards. Il est rare qu'on récupère du fond marin des matières carbonatées détritiques à des fins agricoles ou autres au Canada.

On a trouvé des lits coquilliers sous-marins à plusieurs endroits au large de la côte Est du Canada, par exemple

dans le détroit de Belle Isle, le banc de l'île de Sable, le banc Burgeo, le banc de Saint-Pierre et le Grand Banc (Nesis, 1965; Fader et King, 1981; Fader et al., 1982). La figure 13-5 montre les emplacements des concentrations de coquilles connues (sable carbonaté). À certains endroits, les coquilles détritiques se sont accumulées sur plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur et s'étendent sur plusieurs kilomètres carrés; ailleurs, ce sont des populations vivantes à coquilles calcaires qui prédominent.

Dans le détroit de Belle Isle, les roches carbonatées forment un complexe de dunes hydrauliques, dont le relief peut atteindre plusieurs mètres de hauteur. On en déduit qu'il existe des quantités considérables de matériaux carbonatés.

La figure 13-6b est une photographie du fond marin prise sur le banc de Saint-Pierre, au sud de Terre-Neuve. Elle montre la prédominance de bivalves morts concentrés dans les dépressions entre de grandes rides symétriques formées par les vagues. À d'autres endroits, les coquilles se présentent sous la forme de petits fragments ou de hachis (voir fig. 13-6c).

Seuls les dépôts situés en eau relativement peu profonde et à proximité d'un marché présenteront quelque intérêt, à plus forte raison s'il s'agit de dépôts détritiques. Tout projet d'exploitation de populations vivantes de coquillages se heurterait vraisemblablement à une opposition, bien qu'on puisse concevoir une opération qui combinerait la pêche de fruits de mer et l'exploitation de matériaux carbonatés. Les probabilités d'existence de dépôts carbonatés exploitables au large de la côte Est varient de bonnes à excellentes.

Sables et graviers

L'expression « sables et graviers » désigne l'ensemble des sédiments superficiels non consolidés, dont on peut tirer des granulats destinés à l'industrie de la construction. Les dépôts qui conviennent le mieux à la plupart des applications sont ceux qui sont naturellement lavés et triés, par conséquent à faible teneur en silts et en argiles, et qui contiennent un mélange de fractions granulométriques adapté aux utilisations envisagées. Ces matériaux peuvent être d'origine fluvioglaciaire, fluviatile, lacustre ou marine. S'il n'existe pas de dépôts remplissant toutes ces conditions, on peut se servir de tills dont les teneurs en silt et en argile sont plus élevées, et le granoclassement moins poussé, après un traitement approprié. En dernière ressource, on peut traiter une roche consolidée, mais il s'agit là d'une opération coûteuse qui peut donner des granulats de mauvaise qualité.

En 1984, on a produit dans la région atlantique du Canada environ $21{,}5 \times 10^6$ t (voir tableau 13-1) de granulats; ce matériau fait l'objet d'un certain commerce interprovincial, mais les exportations et importations ont été relativement faibles. Les dépôts granulaires ont représenté de 75 à 100 % de la production totale de granulats dans chaque province. Cependant, le chiffre varie considérablement d'une année à l'autre, en fonction de la nature des projets de construction et de la disponibilité locale de dépôts meubles. La quantité de granulats extraits en carrière est parfois assez faible, mais dans les régions où les matériaux meubles sont naturellement rares, elle demeure importante.

Les granulats servent surtout à la construction et à l'entretien des routes, ainsi qu'à la fabrication du béton. On en cherchera donc les sources le long des couloirs de transport et à proximité des centres urbains. Un grand nombre de sources sont maintenant épuisées, ou leur exploitation interdite à cause des risques environnementaux et du zonage.

Au début des années 70, on se rendit compte que l'extraction du sable et du gravier des avant-plages provoquait ou accélérait l'érosion de la côte. De plus, l'enlèvement des matériaux sableux en certains endroits a fini par transformer les plages en étendues de gros cailloux, diminuant de ce fait leur attrait touristique ou récréatif (Bowen et al., 1975, Andries, 1984; Taylor et al., 1985). Les gouvernements des provinces atlantiques ont donc pris des mesures pour limiter ou empêcher l'exploitation minière des plages. Cette mesure a exercé une pression supplémentaire sur les sources de granulats situées à terre, et accentué la nécessité de trouver d'autres sources d'approvisionnement (voir le chapitre 14).

La plupart des régions habitées du Canada atlantique se trouvent sur la côte ou à proximité, de sorte que des sources marines pourraient facilement suppléer les approvisionnements terrestres. Plusieurs pays, dont le Royaume-Uni, le Japon et la France, ont une industrie bien portante des granulats marins et ont montré que cette activité n'est pas incompatible avec les préoccupations environnementales et la pêche. Tout indique qu'on peut atteindre le même équilibre dans l'Est du Canada.

Tableau 13-1. Statistiques sur la production de granulats dans la région atlantique du Canada, 1984

	Dépôts granulaires		Pierre concassée		Total
Province	(tonnes x 10^3)	(% du total)	(tonnes x 10^3)	(% du total)	(tonnes x 10^3)
Nouveau-Brunswick	5 410	75	1 845	25	7 255
Terre-Neuve	3 715	91	382	9	4 097
Nouvelle-Écosse	7 600	85	1 389	15	8 989
Î.-P.-É.	1 156	100	—	—	1 156
Total	17 881	83	3 616	17	21 497

Source : Secteur de la politique minérale, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, Canada.

a

b

c

Figure 13-6. a) Coquilles d'huîtres ramassées le long de la côte nord du Nouveau-Brunswick à des fins de chaulage agricole, 1928 (Archives publiques du Canada/PA 20280); b) fond marin sur le banc de Saint-Pierre, où l'on voit des coquilles de bivalves détritiques logées dans les dépressions des rides symétriques (Fader et al., 1982); c) banc de Saint-Pierre présentant des accumulations de hachis de coquilles détritiques (Fader et al., 1982).

Les mégaprojets industriels font aussi un usage massif de granulats. Ces matériaux pourraient jouer un rôle important, par exemple, dans des projets hydroélectriques, comme la construction de la centrale marémotrice de la baie de Fundy et l'expansion du complexe hydroélectrique de la baie James, dans des projets d'expansion portuaire, dans la construction d'un pont ou d'une chaussée reliant l'Île-du-Prince-Édouard au continent et dans l'exploitation du pétrole et du gaz extracôtiers (voir fig. 13-4).

Les travaux d'extraction de sables et graviers par dragage sont peu nombreux, à part ceux qui se font dans les havres pour en augmenter la profondeur dans l'Est du Canada. De plus, ils sont généralement associés à des projets à petite échelle et de courte durée. Même le plus important de ces projets, l'aménagement d'un centre de manutention de conteneurs dans le port d'Halifax, est sans commune mesure avec les énormes travaux de dragage de sables et graviers qui ont été effectués à partir de 1972 dans le cadre de la recherche de pétrole et de gaz au large des côtes, et qui ont constitué la plus grosse opération du genre dans des eaux infestées de glaces. En 1985, 28 îles artificielles avaient été construites dans des eaux de 45 m de profondeur ou moins (voir fig. 13-7), et plus de 30×10^6 m^3 de matériaux avaient été extraits du fond marin.

De nouveaux équipements, comme des caissons d'acier et de béton, ont été mis au point depuis une dizaine d'années, qui réduisent sensiblement la quantité de matériaux nécessaire à la construction des îles artificielles. Cependant, lorsque les champs pétroliers et gaziers seront mis en production, on aura besoin de structures beaucoup plus importantes et conçues pour de plus longues durées. Chaque île de production pourrait nécessiter plus de 20×10^6 m^3 de granulats; la quantité totale de matériaux granulaires requis sera de l'ordre de 700×10^6 m^3, dont environ 5 % pourraient bien être du gravier. Or, la source la plus économique de ce matériau serait probablement au large des côtes.

Des travaux effectués par des entreprises privées et des organisme gouvernementaux montrent que les réserves de sables fins sont probablement suffisantes pour répondre aux besoins de tous les projets de construction que l'industrie des ressources envisage de réaliser dans la mer de Beaufort dans un proche avenir, mais qu'il manque de matériaux de la taille des graviers (O'Connor and Associates, rapports internes pour le Centre géoscientifique de l'Atlantique et pour la Direction générale des ressources renouvelables du Nord, 1983). On a circonscrit quatre sources de graviers économiquement exploitables par levé géophysique de haute résolution, prélèvement d'échantillons par benne, sondage géotechnique et vibrø-

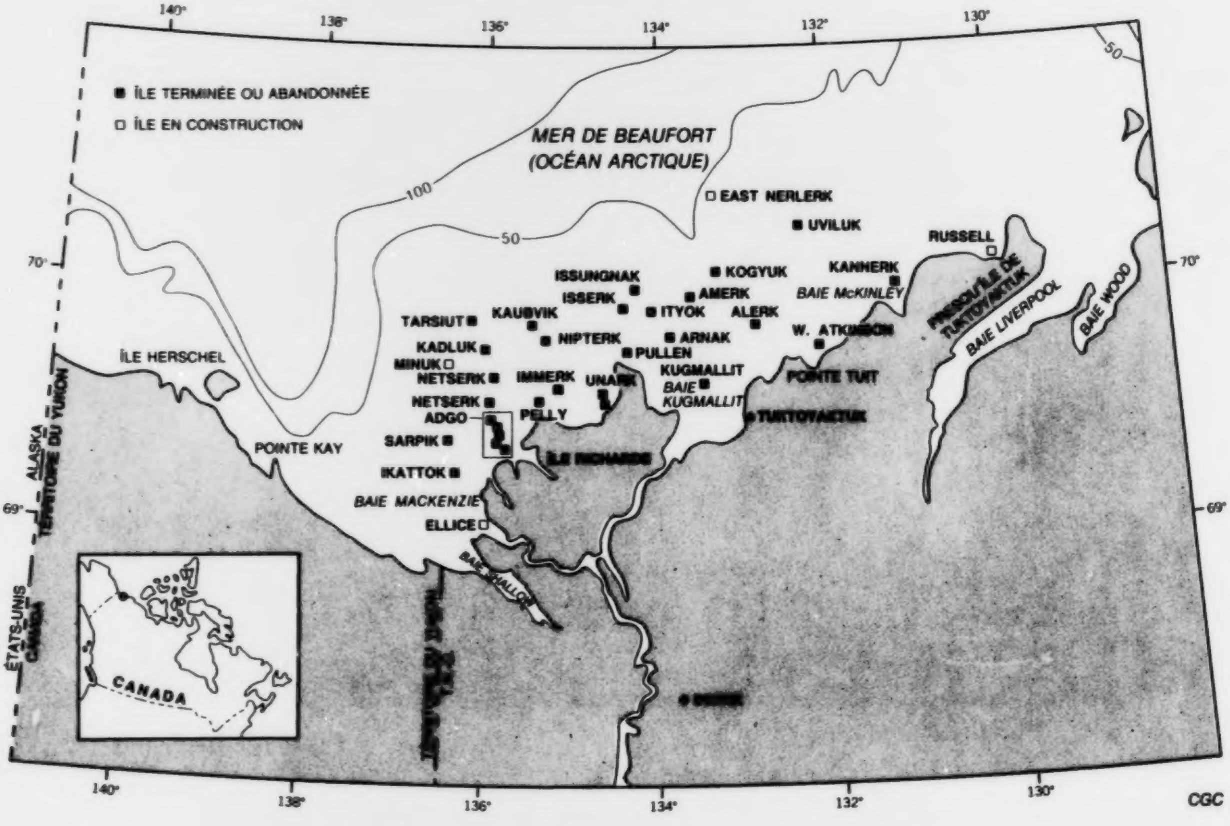


Figure 13-7. Positions des île artificielles construites dans la mer de Beaufort, au Canada, 1972-1985.

carottage. Ces sources renferment au total 95×10^6 m^3, dont 25 % sont considérés comme des réserves prouvées. Des dépôts exploitables de gravier pourraient aussi exister à plusieurs autres endroits. Tout semble donc indiquer que, moyennant une saine gestion, il y aura suffisamment de matériaux granulaires dans la mer de Beaufort canadienne pour répondre aux besoins futurs de l'industrie.

La construction d'une île artificielle sur les Grands Bancs a été proposée pour la phase de production du champ pétrolier Hibernia. À cet endroit, la profondeur de l'eau est d'environ 80 m. L'île devra pouvoir résister aux tempêtes de l'Atlantique et aux poussées des icebergs; elle sera donc massive, construite de béton et lestée de granulats lourds. Sa construction nécessitera environ 150 000 m^3 de granulats et il en faudra en outre des quantités indéterminées pour construire les installations sur terre et les routes. Les sources terrestres de granulats naturels à proximité du site de construction sont limitées. Des recherches préliminaires indiquent qu'il faudra concasser de la roche ou draguer des matériaux dans la zone extracôtière.

Les sables et graviers des plates-formes continentales de l'Est du Canada, au sud de 48°N environ, ont subi tour à tour les effets des cycles de glaciation-déglaciation du Pléistocène et de l'Holocène, des variations du niveau marin qui ont accompagné la déglaciation, et du remaniement imposé par les courants de fond, par les vagues et, dans la partie nord des Grands Bancs, par la glace. Ces processus, qui ont été décrits dans les chapitres 10 et 11, ont eu pour résultat de concentrer les sables et graviers sur les bancs les moins profonds des plates-formes continentales. Ces dépôts sont actuellement remaniés par des courants de marée et des courants de tempête.

Au nord de 48°N, les conditions ont été assez différentes. Seulement de petites portions des plates-formes continentales étaient émergées pendant et après la glaciation. Ces différences se voient nettement sur la carte géologique du Quaternaire (carte 1711A en pochette), qui montre une absence de sables et de graviers remaniés au nord de 48°N.

Il y a 15 000 ans, lorsque le niveau marin eustatique a atteint sa position la plus basse dans le sud-est du Canada, le rajustement isostatique de la plate-forme continentale était presque complètement achevé (King et Fader, données inédites, 1985). La glace avait pratiquement disparu de la plate-forme, et la transgression marine avait commencé. La position verticale de l'étale de basse mer varie le long de la côte, en raison du relèvement isostatique différentiel. Dans la baie de Fundy, l'étale de basse mer se trouve à une profondeur de 40 m, alors que sur la plate-forme Néo-Écossaise et au large de Terre-Neuve, elle varie entre 100 m et 120 m (Fader et al., 1982). Le till et les sédiments glaciomarins déposés à des niveaux plus élevés ont été remaniés pendant la transgression marine. Sur la plate-forme continentale interne, où la pente était plus prononcée que sur les bancs de la plate-forme externe, les sédiments glaciaires ont subi un sapement basal et des décrochements locaux. En général, ces processus ont entraîné au loin les fractions silteuses et argileuses, ne laissant que des matériaux résiduels bien classés et arrondis.

Il subsiste aujourd'hui sur la plate-forme interne et sur les bancs externes de vastes étendues de substratum affleurant, de nombreux champs de blocs, des îlots de gravier et des zones de sable bien classé. Sous les dépôts transgressifs de base, les matériaux glaciaires sont confinés dans des chenaux enfouis et des dépressions isolées.

Région du golfe du Maine. Les zones de sables et graviers sont limitées au banc de Georges et au banc de Brown, ainsi qu'à la plate-forme interne au large de la côte sud-ouest de la Nouvelle-Écosse. Sur le banc de Georges, les principales occurrences de graviers longent le flanc nord en une bande de plus de 5 km de large. Sur le banc de Brown, elles sont beaucoup plus étendues et présentent des lithologies variées. Les plus gros dépôts de sable se trouvent dans les champs de dunes hydrauliques et de crêtes du banc de Georges. Les crêtes de sable, dont la largeur varie de 1 000 à 6 000 m, se trouvent à des profondeurs d'eau inférieures à 70 m et comportent souvent des dunes hydrauliques et des mégarides superposées. Les mégarides peuvent avoir une épaisseur de 1,1 m. Les dunes hydrauliques, qui se trouvent dans le centre-ouest du banc, en eau peu profonde, atteignent des épaisseurs de 17 m. Toutes ces structures renferment de très grandes quantités de matériaux de la granulométrie du sable, et leur présence en eau peu profonde ainsi que leur aspect dynamique les rendent intéressantes pour l'extraction des granulats.

Près de Yarmouth, la plus grande ville du sud-ouest de la Nouvelle-Écosse, on trouve de très grandes quantités de sable dans des dépôts atteignant 3 m d'épaisseur sur le banc German. En raison de la présence de chaussées rocailleuses au relief accidenté dans la zone côtière, jusqu'à une distance de 10 km vers le large, le levé systématique régional des sédiments superficiels a été très limité. Les travaux effectués à ce jour mettent en évidence une distribution inégale d'un matériau dont la granulométrie varie du sable grossier au gravier fin et qui se présente sous forme de fragments granitiques érodés et anguleux.

Baie de Fundy. L'unité sablo-graveleuse transgressive est absente dans la baie de Fundy (Fader et al., 1977). Par contre le Sable de Sambro, résidu de déflation formé par l'action sublittorale des marées et des vagues depuis 8 000 ans, est présent. Dans la partie supérieure de la baie de Fundy, à moins de 20 km de la centrale marémotrice projetée, des quantités considérables de sable et de gravier recouvrent les sédiments glaciomarins. Au fond de la baie Scots s'allongent de grandes dunes hydrauliques qui pourraient encore se mouvoir sous l'impulsion des forts courants de marée de la région. Il faut davantage de données de sismique-réflexion à haute résolution pour déterminer la quantité de matériaux que cela représente.

Plate-forme Néo-Écossaise. Les sables et graviers de cette région, qui s'étend du banc de Brown au Banquereau, sont confinés dans une étroite bande de 10 à 20 km le long de la plate-forme continentale interne, et s'étendent aussi à la surface des bancs externes et de toutes les autres zones situées au-dessus de l'ancienne ligne de rivage gisant entre 110 et 120 m de profondeur. La formation dont il s'agit ici, les Sables et Graviers de Sable Island, est très mince à certains endroits, comme sur le banc Sambro et sur certaines parties du banc d'Émeraude, mais ailleurs, comme sur le banc de l'île de Sable et Le Banquereau, son épaisseur peut dépasser 60 m. Étant dérivés en grande partie de matériaux glaciaires, les sables sont principalement constitués de métasédiments et de fragments granitiques résistants de provenance locale, en particulier sur la plate-forme interne. Sur les bancs externes, la fraction sableuse prédomine car les sédiments sont surtout dérivés de roches de plaine côtière du Crétacé et du Tertiaire.

Un grand nombre de granulats ont été étudiés au voisinage d'Halifax. Des levés effectués dans le port de cette ville et dans le bassin de Bedford ont mis en évidence des bancs locaux constitués de sédiments de la dimension du gravier. Un échantillonnage récent indique que les épaisseurs atteignent 2 m. Le banc le plus proche est le banc Sambro, à quelque 80 km. L'épaisseur des sédiments au-dessous du résidu graveleux de déflation n'est pas connue. Il ne s'est effectué aucune recherche systématique de granulats près de la côte. En revanche, on connaît assez bien le cadre géologique et l'histoire post-glaciaire de la région, et ceux-ci tendent à confirmer la présence d'un grand nombre de dépôts sablo-graveleux au large des côtes. Un levé par submersible équipé d'un sonar à balayage latéral a été effectué en 1985 sur la partie interne de la plate-forme Néo-Écossaise orientale par R. Boyd et D. Forges; il a permis de circonscrire de grandes étendues de rides graveleuses au large du cap Osborne (Osborne Head).

Au large de Sydney, en Nouvelle-Écosse, le fond marin est constitué de sables et de graviers en proportions à peu près égales. Sur le banc de Sainte-Anne, le gravier se présente sous forme de fragments subarrondis de grès et, dans une moindre mesure, de roches granitiques, volcaniques et métamorphiques, comportant une multitude de fragments de coquilles. Les sables se présentent sous forme de concentrations isolées au nord-est de Sydney, près de la bordure marine du banc de Sainte-Anne. Ces concentrations isolées recouvriraient un résidu graveleux de déflation. Un champ de dunes hydrauliques imposantes, dont la longueur d'onde est de 100 m et la hauteur de 3 m, se trouve sur la partie sud du banc de Sainte-Anne. Des dunes hydrauliques de plus petite taille se rencontrent près de la côte, au nord de la pointe Aconi et à l'est de la baie Aspy.

Golfe du Saint-Laurent. Cette région a été décrite et cartographiée par Loring et Nota (1973). Au nord de l'Île-du-Prince-Édouard, sur les bancs de la Madeleine, existe une couverture mince et discontinue de gravier sur laquelle se détachent des îlots de sables et de graviers sableux. Les graviers se trouvent à des profondeurs d'eau de 20 à 70 m et sont entourés d'une épaisse couverture de sable contenant des quantités variables de gravier. Comme sur la plate-forme Néo-Écossaise, le fond du golfe, à moins de 100 m de profondeur, a été balayé par la transgression du Pléistocène et de l'Holocène. Ainsi, les bancs Bradelle et Orphan sont constitués de résidus graveleux de déflation, formés principalement de grès brun rougeâtre et friable, mais pouvant aussi comprendre des granites, des gneiss et des roches ignées basiques; leur abondance est maximale dans la partie nord de la plate-forme contiguë au chenal Laurentien. Les accumulations de sable sont généralement plus épaisses et continues. Le banc Bradelle comporte des dunes hydrauliques qui sont probablement encore actives. Loring et Nota (1973) ont indiqué que les sables des bancs de la Madeleine sont surtout polycycliques et constitués de produits d'érosion locaux; ceux-ci proviennent principalement du substratum paléozoïque, qui affleure par intermittence.

Kranck (1971) a effectué un levé de la géologie des formations en surface du détroit de Northumberland, qui sépare l'Île-du-Prince-Édouard du continent. Un dépôt de sables et graviers, de type résidu de déflation, dont l'épaisseur varie de moins de 1 m à 15 m, couvre une grande partie de la moitié occidentale du détroit. À l'est, c'est une « nappe » de boue qui prédomine, à l'exception d'une hauteur topographique au large de la pointe East de l'Île-du-Prince-Édouard, où des dunes hydrauliques atteignant 3 m de haut ont été observées. Cette morphologie est le résultat de l'érosion du littoral et de la redistribution récente des sables du fond marin. Les Sables et Graviers de Buctouche recouvrent les sédiments glaciaires et le substratum au-dessus de la limite marine la plus basse, et sont répandus à la grandeur du détroit. L'épaisseur du gravier est encore mal connue, et le substratum affleure souvent à travers le résidu de déflation.

Les Grands Bancs de Terre-Neuve. Les Grands Bancs de Terre-Neuve s'étendent du banc de la Rose Blanche à l'ouest jusqu'au Grand Banc à l'est; certains bancs qui en font partie comptent parmi les plus imposants du monde. À l'ouest, le banc de Burgeo, le banc de Saint-Pierre et le banc à Vert, de dimensions relativement petites, sont principalement constitués de clastes de gravier dont la lithologie ressemble à celle des roches de l'île de Terre-Neuve (Fader et al., 1982). Le sable forme des mégarides, des rubans de sable et des îlots. Dans sa partie nord, le Grand Banc est constitué de crêtes de sable de seulement 4 m de haut recouvrant des pavages graveleux à clastes bien arrondis (Fader et King, 1981). Les dépôts sablo-graveleux les plus épais se trouvent dans le centre et le sud des Grands Bancs (Fader et Miller, 1986); ici, de vastes champs de crêtes de sable atteignant 15 m de haut et 4 km de longueur d'onde dominent le relief à la surface des bancs. Des mégarides symétriques se superposent à ces crêtes de sable; leurs creux renferment généralement du gravier avec, par endroits, des affleurements de substratum tertiaire. Le long de la côte méridionale de Terre-Neuve, la plate-forme interne est étroite et se caractérise par un relief accidenté et bosselé que l'on attribue à des affleurements du substratum. Au large de la partie sud de la presqu'île Avalon, le sable est plus fréquent, mais il se présente en dépôts généralement minces et discontinus.

Au large de St-John's, il ne semble pas y avoir de dépôts de sable. Le fond marin est très accidenté et ondulé à cause de la présence de till.

Minéraux de placers

On sait qu'il existe plusieurs minéraux lourds, en concentrations variables, dans les sédiments superficiels au large de la côte Est du Canada et dans l'Arctique canadien (voir fig. 13-8). Cependant, aucun de ces minéraux n'avait encore fait l'objet d'une récupération commerciale au moment où ces lignes ont été écrites (1988). Tandis que de nombreuses plages ont été prospectées depuis un siècle, l'exploration côtière s'est limitée à la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse et à la rive nord du golfe du Saint-Laurent, encore que les travaux ont été sporadiques et ont porté presque exclusivement sur les sables de placers aurifères et ferrifères.

Or

Toutes les provinces de l'Est du Canada, à l'exception de l'Île-du-Prince-Édouard, ont répertorié et documenté leurs gîtes aurifères terrestres et évalué les possibilités de production. La Nouvelle-Écosse vient au premier rang avec environ 190 indices dont 23 de type placer (Ponsford et Lyttle, 1984; Samson, 1984). La production totale d'or en

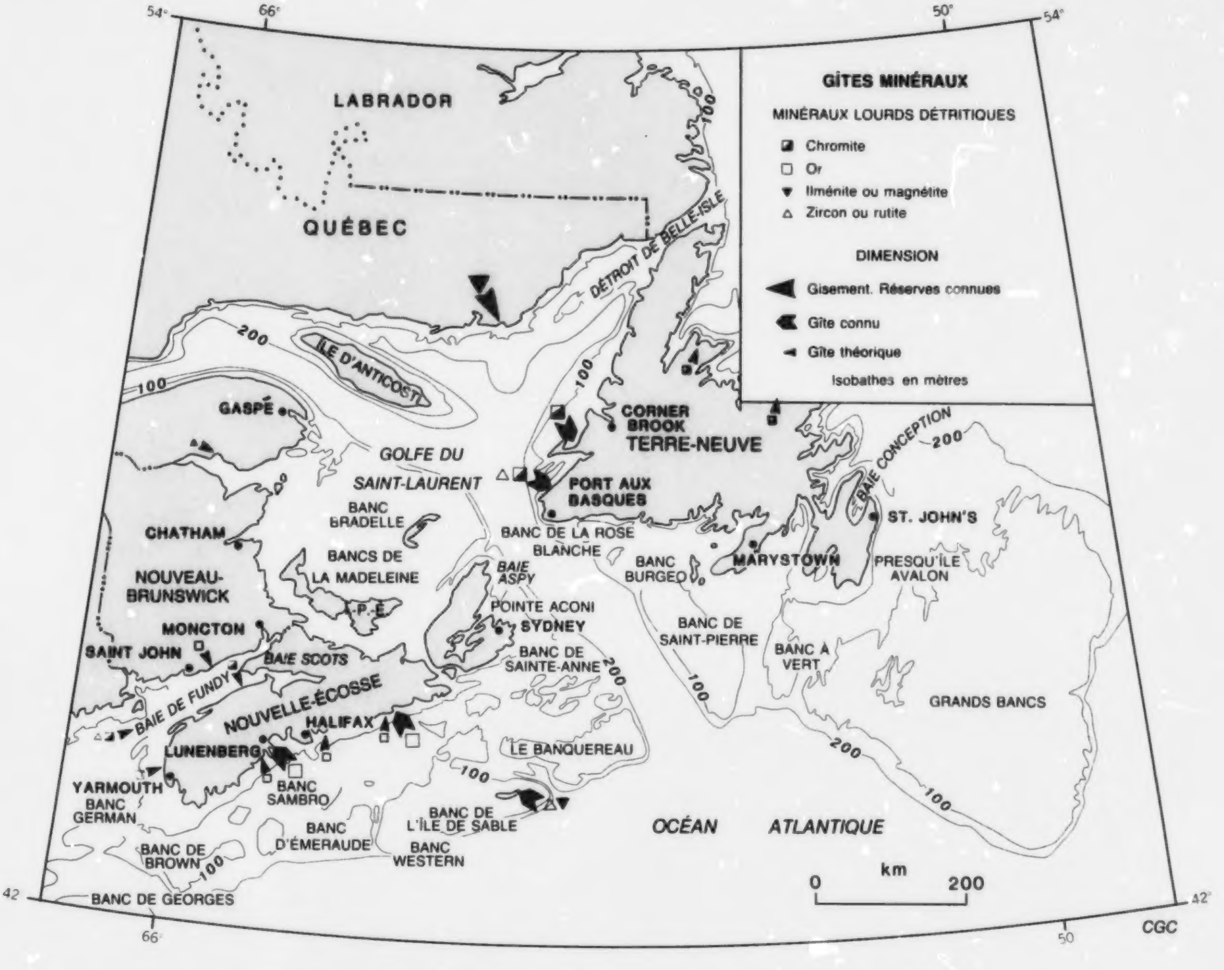


Figure 13-8. Répartition des gîtes de minéraux lourds dans l'Est du Canada.

Nouvelle-Écosse jusqu'à la fin de 1985 était d'environ 35×10^3 g, dont environ 133 000 g, ou environ 0,4 %, provenaient de l'exploitation de placers.

La majeure partie de l'or de la Nouvelle-Écosse se trouve dans des roches métasédimentaires du Groupe de Meguma. À terre, ces roches couvrent une superficie de 19 300 km^2 en Nouvelle-Écosse. Le Groupe de Meguma et les granites du Dévonien sont rarement différenciés sur les cartes géologiques marines (King et MacLean, 1976). En mer, ils se prolongent sur 40 km et couvrent une superficie d'environ 25 400 km^2, dont plus de 15 000 km^2 sous moins de 100 m d'eau. Ainsi, pour peu que des mécanismes favorables à la libération et à la concentration soient présents, le potentiel de placers aurifères en mer devrait être considérable. La plupart des placers terrestres sont des dépôts alluviaux de bassins hydrographiques se déversant dans l'Atlantique, ou encore des placers de plage.

Un des mécanismes qui pourrait avoir libéré l'or de la roche encaissante est l'action de la glace pendant le Pléistocène. Il vaut autant pour la zone extracôtière que pour le continent, car le niveau de la mer était, à cette époque, environ 120 m plus bas qu'il ne l'est actuellement. La glace a arraché, transporté et déposé de grandes quantités de matériaux. Ce mécanisme pourrait aussi avoir libéré de l'or du substratum et l'avoir exposé à des processus fluviaux, éoliens et littoraux pendant et après la transgression. Il en résulte, en définitive, une suite de milieux de sédimentation dont plusieurs pourraient renfermer des placers aurifères, mais dont bien peu ont été évalués.

Exemples de prospection en mer

1. Matachewan Canadian Gold Limited. À la fin des années 60, la Matachewan Canadian Gold Limited commence à s'intéresser aux placers aurifères sous-marins. En 1968, elle fait exécuter un levé géophysique et un prélèvement d'échantillons du fond, en vue d'évaluer le potentiel en placers aurifères de la plate-forme Néo-Écossaise (Hunter, 1968; Libby, 1969b,c). À bord d'un navire de 26 m de long, elle obtient 429 km de profils sismiques à l'aide d'un sondeur à 3,5 kHz, et fore 187 sondages (totalisant 441 m).

Les zones à étudier sont choisies suivant des critères géologiques, les principales cibles étant les lits de cours d'eau enfouis, les bassins à traces d'affouillement et les rivages submergés. L'entreprise retient neuf sites d'environ 77 km^2 chacun, dans lesquels elle compte employer une technique de forage spéciale comportant un tube de remontée pneumatique (gazosyphon) et un jet d'eau sous haute pression pour déloger les sédiments.

Les déblais de forage sont mélangés à de l'eau à bord du navire, et les minéraux lourds séparés au sluice. Les résidus sont mis de côté en vue de déterminer le volume des échantillons prélevés et de calculer les teneurs en or.

L'analyse des données géophysiques et d'environ 226 tonnes de déblais a permis à la Matachewan de repérer trois gros gisements d'or totalisant 32 × 10^6 m^3 d'alluvions aurifères. Le plus riche se trouvait au large des havres Isaacs et Country, à des profondeurs de 26 à 38 m, à proximité d'une faille senestre à orientation nord-ouest (voir fig. 13-9) et non loin de la crête de l'anticlinal du havre Wine. La société avait l'intention d'effectuer d'autres forages, mais sa dissolution prématurée a laissé le gisement inexploité.

Un second gisement existant en eaux peu profondes, au large de la péninsule Ovens, près de Lunenburg, dans le comté de Lunenburg, où s'étendait un anticlinal renfermant des couches aurifères a une direction presque perpendiculaire au rivage. La plage a été le théâtre d'une exploitation de placer aurifère entre 1860 et 1870, et les échantillons prélevés en mer par la Matachewan Canadian Gold Ltd. avaient révélé la présence d'or dans presque tous les sondages. La société estime qu'il existait 4,6 × 10^6 m^3 d'alluvions aurifères à moins de 300 m du rivage, dans une région où quelques-unes des plus fortes concentrations d'or avaient été mesurées sur des carottes. Aussi, a-t-elle entrepris un programme de dragage à l'échelle pilote, où elle comptait préciser la taille et la nature du gisement, en espérant que l'or récupéré puisse rentabiliser une partie de ses opérations.

La première drague d'alluvions aurifères utilisée au large des côtes canadiennes, le SEA GOLD a été construite pendant l'hiver de 1968-1969 et mis en service l'été suivant (voir fig. 13-10). La drague, montée sur ponton, était constituée d'une élinde de 17 m de long, d'une pompe et d'un injecteur d'eau sous forte pression pour faire monter les sédiments à la surface.

La chaîne à godets montée autour de l'élinde délogeait les sédiments, les présentait à la prise d'aspiration et rejetait les trop gros fragments (Libby, 1969a). Trois sluices étaient utilisés pour obtenir un concentré de minéraux lourds.

Le système a fonctionné à plein rendement en 1969, mais la profondeur de l'eau au large de la péninsule Ovens, où se déroulaient les opérations, avait augmenté de 2,4 m depuis l'exécution des levés, l'année précédente. Des affleurements du substratum laissaient supposer que des orages avaient enlevé les alluvions aurifères dans l'intervalle.

La Matachewan n'a exploité commercialement aucun placer aurifère. Toutefois, ses travaux lui ont permis de découvrir plusieurs gros bancs de palourdes, dont elle allait faire l'exploitation pendant plusieurs années.

2. Seabright Resources. En 1980, la montée vertigineuse du prix de l'or décide la Seabright Resources Ltd. à reprendre les recherches dans les eaux côtières au large des havres Isaacs et Country (Seabright Resources, 1980; McKay, 1981). La société prélève des échantillons au moyen d'une drague à godets et effectue un levé de sismique-réflexion en vue de déterminer la texture, la minéralogie et la géométrie des placers. Les échantillons indiquent que la couche de sédiments superficiels, où l'or prédomine, est soit d'origine fluvioglaciaire, soit une moraine de fond. On l'interprète comme un résidu graveleux de déflation déposé sur les flancs d'une hauteur bathymétrique. Cette interprétation s'accorde avec la thèse d'un dépôt pénécontemporain de drift et de silt autour des lignes de flottaison d'une nappe glaciaire flottante, comme le suggèrent King et Fader (données inédites, 1985). Les matériaux glaciaires ont probablement subi un remaniement et un vannage qui ont permis, par la suite, une concentration des minéraux lourds et un enrichissement local des sédiments sur des hauteurs topographiques isolées.

La Seabright n'a pas extrait d'or, ou très peu, des dépôts de résidus graveleux de déflation, mais a trouvé ailleurs des concentrations d'or à grain fin. La Matachewan Canadian Gold Ltd., au contraire, a trouvé de l'or à grain grossier dans des résidus de déflation, mais uniquement des traces ailleurs. Cette divergence dans les résultats pourrait être due à des différences dans les techniques d'échantillonnage utilisées. La Seabright s'est servi d'une drague à godets qui ne pouvait pas ramasser de matériaux fins interstitiels dans les zones couvertes de résidus graveleux de déflation, alors que le système de jet d'eau de la Matachewan a favorisé l'extraction d'or à grain grossier.

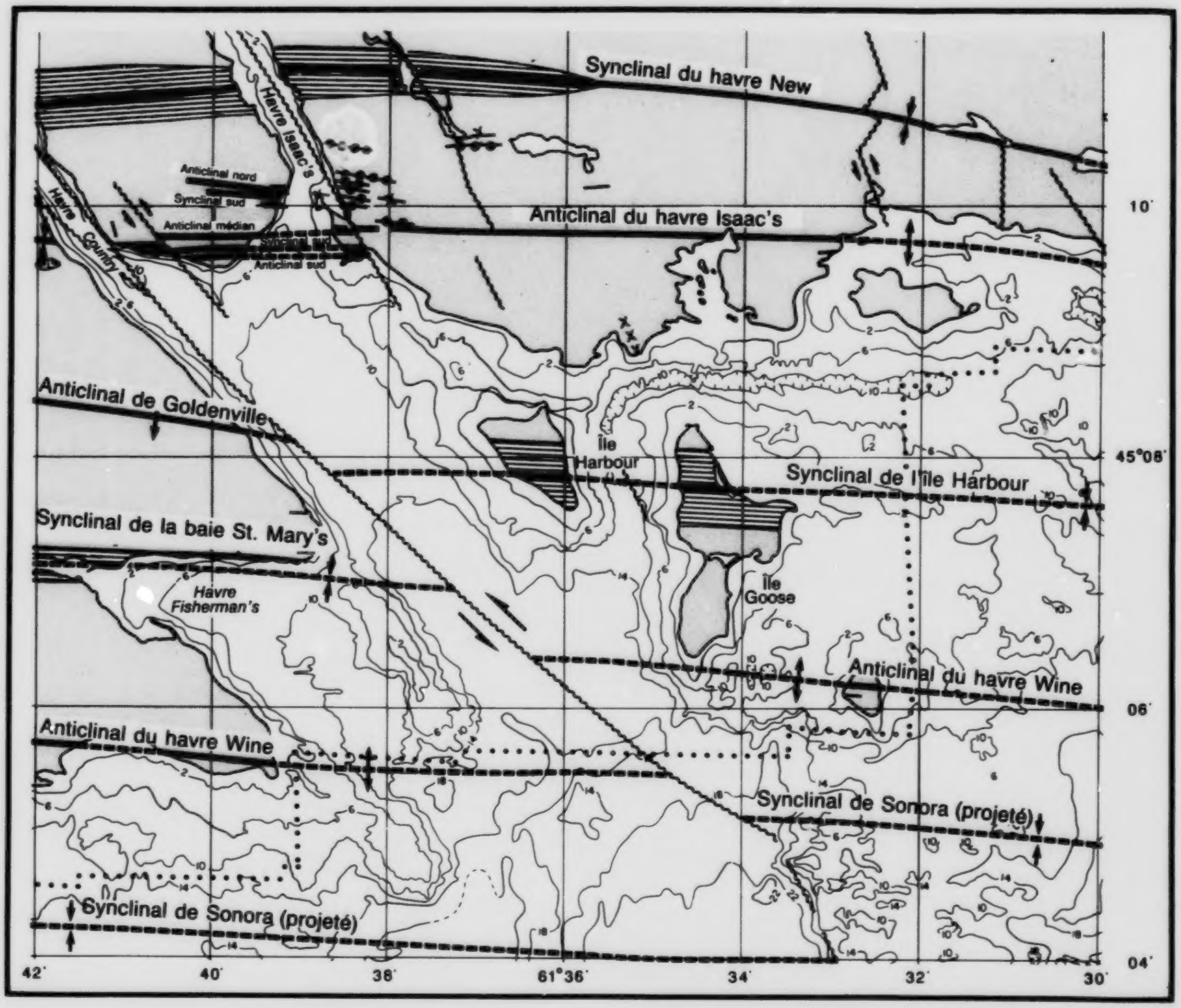
Les résultats indiquent que de l'or grossier et de l'or fin existent dans une région très étendue, mais les incertitudes associées aux programmes d'échantillonnage empêchent d'établir des estimations préliminaires des tonnages et des teneurs. Néanmoins, ils sont suffisamment prometteurs pour justifier des travaux supplémentaires, non seulement dans la région du havre Country, mais aussi tout le long de la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse, où le Groupe de Meguma est présent.

3. Mer Resources Incorporated. La Mer Resources Inc. a entrepris en 1985 un programme d'échantillonnage des plages et du littoral, à la recherche de minéraux lourds, le long de la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse. Elle a creusé des tranchées sur certaines plages et a prelevé des échantillons au large en se servant d'un vibrocarottier Wink modifié, monté sur un ancien bateau de pêche. La plupart des échantillons n'avaient pas encore été analysés au moment de la rédaction du présent rapport. Cependant, un examen rapide des résultats, indique que de l'or et d'autres minéraux lourds sont présents dans certains échantillons de la plage et du fond marin.

Sables ferrifères

Des concentrations de sables ferrifères, dans des dunes éoliennes, des plages et des sédiments côtiers, ont été exploitées dans plusieurs pays, dont les Philippines, le Japon et la Nouvelle-Zélande. Même si le minerai de fer ne pose pas de problème d'approvisionnement au Canada,

Figure 13-9. Géologie structurale de la région du havre Country, en Nouvelle-Écosse.



GÉOLOGIE STRUCTURALE DE LA RÉGION DU HAVRE COUNTRY, EN NOUVELLE-ÉCOSSE

km
0 6

BATHYMÉTRIE

AXE DE SYNCLINAL (LOCALISÉ, PROJETÉE)

AXE D'ANTICLINAL (LOCALISÉ, PROJETÉ)

FAILLE (LOCALISÉE, PROJETÉ)

GROUPE DE MEGUMA: ARDOISE D'HALIFAX; QUARTZITES DE GOLDENVILLE

LIMITE MARINE DES DONNÉES AÉROMAGNÉTIQUES

VEINE DE QUARTZ AURIFÈRE

VEINES QUARTZIFÈRES

ANCIENS PRODUCTEURS D'OR

CGC

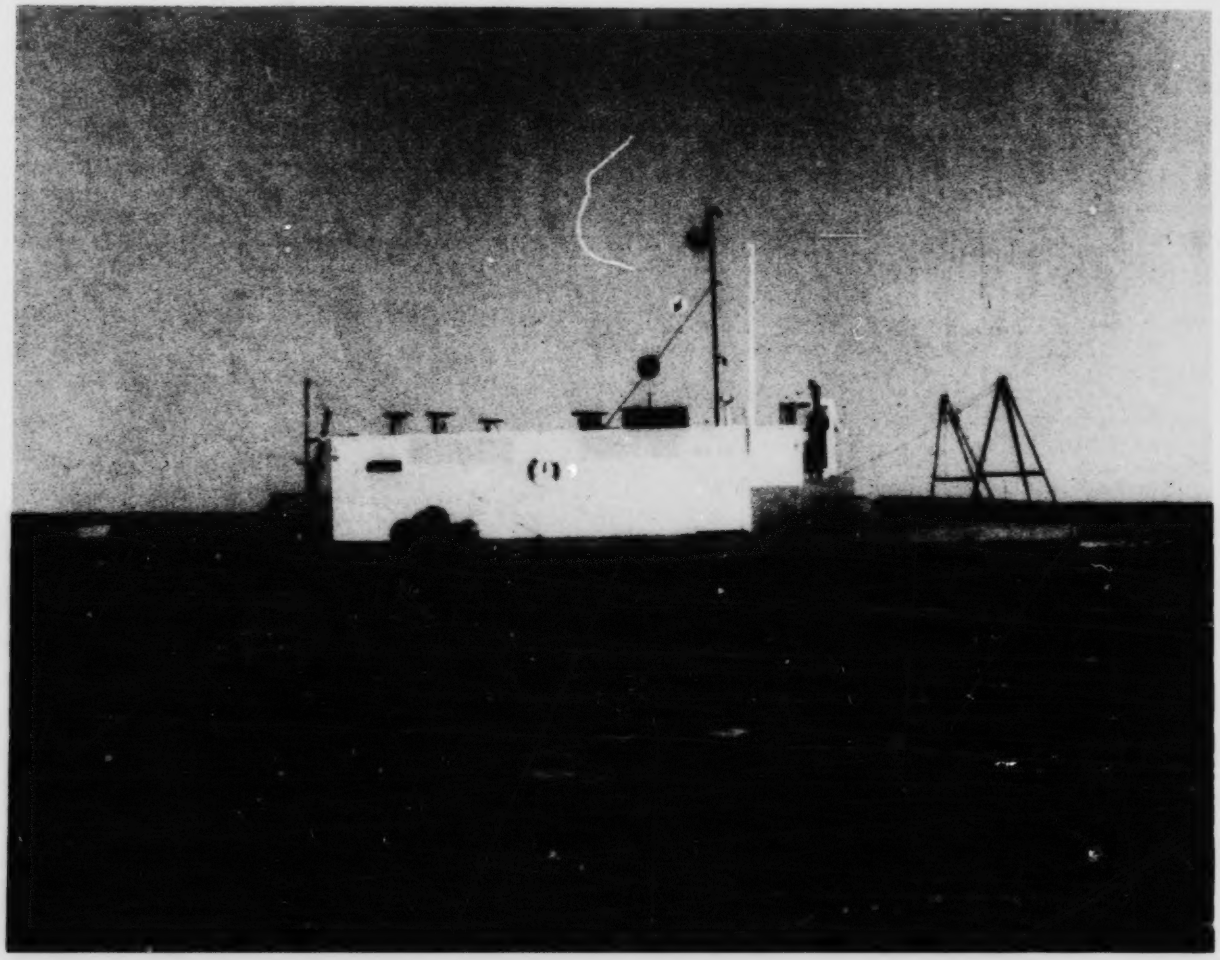


Figure 13-10. Photographie du SEA GOLD, premier dragueur d'alluvions aurifères marines utilisé au Canada, construit en 1968-1969 pour la Matachewan Canadian Gold Inc. (photo gracieuseté de B. Woolsey).

certains dépôts de plage et de littoral ont fait l'objet de recherches depuis 1860 (Logan, 1863 et Hunt, 1870, cités dans Gross, 1967; Mackenzie, 1912; Spoerri et al., Secteur de la politique minérale, Énergie, Mines et Ressources, rapport interne 79/9, 1979). Les plus remarquables sont les vastes accumulations de sables riches en magnétite longeant la rive nord du golfe du Saint-Laurent, au voisinage et à l'est des rivières Moisie et Natashquan, au Québec. D'autres accumulations de sables ferrifères, plus petites, existent ça et là le long de la rive nord du golfe.

En 1904, on découvre un placer prometteur sur la terre ferme, près de l'embouchure de la rivière Natashquan, l'évaluant à 800 000 t de minerai à 12 % de magnétite et 6×10^6 t de minerai à 6-6,5 % de magnétite (document inédit de la Direction des mines, connue actuellement sous le nom de CANMET, Énergie, Mines et Ressources Canada). En 1955, l'Aconic Mining Corporation construit une usine pilote de traitement et, en 1956, y traite 100 000 t de sable brut, pour obtenir 5 000 t de concentrés à 65 % de fer et 3 % de bioxyde de titane, avec de faibles teneurs en soufre et en phosphore. Ces résultats l'encouragent à forer encore 188 trous totalisant 2 260 m, et à effectuer un levé géophysique aérien. En 1958, l'Aconic annonce des réserves supérieures à $1,4 \times 10^9$ t à 3,73 % de fer.

Or, il se trouve que la magnétite est impure; les grains grossiers renferment généralement de l'hématite ou de l'ilménite, ou les deux enchevêtrées (R. McLeod, communication personnelle, 1985). C'est la fin de l'entreprise. Il eût été possible de surmonter partiellement ce problème par broyage et retraitement, mais le produit obtenu aurait été un concentré à grain fin difficile à pelletiser.

En 1970, c'est au tour de la société Sidbec de s'intéresser aux sables ferrifères comme source possible de fer bon marché pour la fabrication de l'acier (Frazier et Ayer, 1973). Des forages et des levés sismiques et magnétiques effectués au large mettent en évidence des teneurs en fer de 8 %, indiquant que les sources sont probablement plus riches au large des côtes que sur la terre ferme. Mal-

gré cette découverte, la société renonce à évaluer les réserves sous-marines car, fait-elle savoir, elle n'a aucune garantie d'obtenir des droits miniers marins. Toutefois, les travaux confirment qu'il est possible d'utiliser une drague hydraulique semi-submersible pour la récupération du fer. Le gisement peut encore être exploité pour son titane. Il pourrait aussi fournir des granulats lourds pour le ballastage des structures à embase-poids et pour la fabrication du béton lourd dont on enduit les pipelines sous-marins.

L'AVENIR DE L'EXPLOITATION MINIÈRE AU LARGE DE LA CÔTE EST DU CANADA ET DANS L'ARCTIQUE CANADIEN

Les perspectives de la mise en valeur des minéraux

Les minéraux qu'on peut extraire des océans proviennent de l'eau de mer, de la plate-forme continentale ou des grands fonds marins. Les minéraux d'eau de mer sont en solution; ceux de la plate-forme continentale et des grands fonds marins se présentent sous forme de dépôts meubles ou consolidés en surface ou dans la subsurface.

L'extraction de minéraux dissous dans l'eau de mer semble être prometteuse dans l'Est du Canada. La magnésie de haute qualité est un produit de plus en plus en demande qu'il est difficile d'obtenir dans la nature. Le carbonate de calcium très pur nécessaire à la concentration de la magnésie provenant de l'eau de mer peut se trouver localement dans des dépôts terrestres ou marins. Si l'usage du lithium se répand comme prévu, on pourrait bien voir s'établir des usines qui feront l'extraction de ce métal de l'eau de mer. Même si les minéraux dissous dans l'eau de mer représentent une ressource renouvelable omniprésente, on n'en ferait l'exploitation que si les ressources terrestres venaient à s'épuiser ou si elles coûtaient plus cher à mettre en valeur.

D'après des évaluations régionales effectuées par le ministère fédéral de l'Énergie, des Mines et des Ressources, la mise en valeur des ressources marines sera limitée aux zones où l'eau est relativement peu profonde (100 m) au cours des 10 ou 20 prochaines années. L'exploration pourrait se faire pendant les périodes de présence de la couverture glacielle, mais l'exploitation serait limitée aux périodes de mer libre.

Les techniques d'extraction des minéraux en eaux profondes sont encore au stade expérimental ou conceptuel, et il faudra encore beaucoup de temps, d'efforts et d'argent pour être en mesure de les mettre en application à l'échelle commerciale. Enfin, les chances sont minces pour qu'il existe des sulfures polymétalliques ou des nodules de manganèse en quantités et en teneurs exploitables au large de la côte Est du Canada et dans l'Arctique canadien.

Les minéraux de la plate-forme continentale offrent les meilleures possibilités de mise en valeur. Des prolongements sous-marins de gisements de charbon et de minerai de fer, par exemple, sont déjà exploités au moyen de techniques classiques, et nul doute que cette pratique sera maintenue. Par ailleurs, il ne s'est pas fait de prospection sous-marine pour découvrir des gisements de ce type.

Les dépôts meubles de la zone côtière peu profonde seront la cible de prédilection des prospecteurs. Malgré de grandes lacunes dans les données géoscientifiques, certaines régions ont des chances bonnes à excellentes de renfermer des dépôts à valeur commerciale de minéraux industriels et des placers.

L'extraction de granulats par dragage dans la mer de Beaufort à l'appui des activités pétrolières et gazières se poursuivra. On pourrait également assister à la mise en exploitation de granulats sous-marins et de sables carbonatés détritiques situés non loin des centres urbains et associés à des mégaprojets dans l'Est du Canada. Des dépôts de sables siliceux très purs ont été délimités dans le golfe du Saint-Laurent et, compte tenu des perspectives favorables des marchés intérieurs et extérieurs qui semblent prometteurs, ils seront probablement exploités avant la fin du siècle.

La recherche de minéraux de placers se poursuivra; les principales cibles seront l'or et les sables ferrifères. Si les résultats des programmes d'exploration qui seront effectués pendant les prochaines années au large de la Nouvelle-Écosse sont favorables, on peut s'attendre à ce que de l'or soit extrait du littoral d'ici l'an 2000.

Obstacles et besoins

Plusieurs facteurs expliquent pourquoi les minéraux marins n'ont pas davantage été exploités jusqu'à présent : abondance de matières premières sur la terre ferme, éloignement des marchés ou des réseaux de transport établis, ignorance et désintéressement du public à l'égard du potentiel en ressources marines, et finalement conjoncture économique défavorable. On s'inquiète par ailleurs des effets de l'exploitation minière marine sur l'environnement, et toute la question des droits miniers extracôtiers est encore obscure.

Certains gisements minéraux terrestres sont presque épuisés ou, c'est le cas des granulats, ne sont pas exploités pour des raisons environnementales. Par conséquent, les dépôts marins pourraient, dans certains cas, constituer des solutions de rechange valables.

Un obstacle majeur auquel se heurte actuellement la prospection marine est le manque de données scientifiques, particulièrement dans le cas de la zone côtière. C'est une région où il est difficile de travailler, de sorte que les échantillons de fond et les analyses minéralogiques qui les accompagnent sont rares, tout comme les documents géophysiques décrivant les caractéristiques des sédiments superficiels et de leur substratum. L'exploitation des ressources marines nécessite des appuis supplémentaires : une meilleure évaluation des mécanismes qui sont à l'origine des placers; des cartes régionales de reconnaissance de la plate-forme continentale interne, montrant la répartition et la nature des sédiments superficiels; des levés géophysiques; et des modèles morphogénétiques des placers situés au large des côtes canadiennes.

RÉFÉRENCES

Amann, H.
1985 : Development of ocean mining in the Red Sea; Journal of Marine Mining, v. 5, no. 2, p. 103-116.

Andries, D.M.
1984 : The impact of beach protection on beach sand and gravel extraction in Nova Scotia 1968-1983; B.Sc. thesis, Department of Geography, Saint Mary's University, Halifax, Nova Scotia.

Armstrong, E.P. and Miall, L.M.
1946 : Raw Materials from the Sea; Chemical Publishing Co., Brooklyn, New York, 196 p.

Aumento, F.
1969 : The mid-Atlantic ridge near 45°N, V fission track and ferromanganese chronology; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1431-1440.
Aumento, F. and Loncarevic, B.D.
1969 : The mid-Atlantic ridge near 45°N. III. Blad Mountain; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 11-24.
Aumento, F., Lawrence, D.E., and Plant, A.G.
1968 : The ferro-manganese pavements on the San Pablo Seamount; Geological Survey of Canada, Paper 68-32, 30 p.
Austin, C.G.
1967 : In the rock... a logical approach for undersea mining of resources; Engineering and Mining Journal, August 1967, p. 82-88.
Biron, C.
1961 : Undersea coal mining and its application to Zonguldal Coal Basin; Symposium on Coal, Central Treaty Organization, Zonguldak, Turkey, p. 210-242.
Bowen, A.J., Edmond, D.P., Piper, D.J.W., and Welsh, D.A.
1975 : The maintenance of beaches; Technical Report, Institute of Environmental Studies, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 582 p.
Canada, Department of Energy, Mines and Resources
1974 : Towards a mineral policy for Canada : opportunities for choice; Department of Energy, Mines and Resources, Mineral Development Sector, Ottawa, Canada, 56 p.
Cronan, D.S.
1972 : The mid-Atlantic ridge near 45°N, XVII : Al, Hg and Mn in ferroginous sediments from the Median Valley; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 329-323.
1975 : Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits from the Atlantic Ocean; Journal of Geophysical Research, v. 80, no. 27, p. 3831-3837.
Cruickshank, M.J.
1968 : Mining and mineral recovery; Undersea Technology Handbook/Directory 1968, Compass Publications, Inc. U.S.A., 10 p.
CYAMEX
1979 : Massive deep-sea sulfide ore deposits discovered on East Pacific Rise; Nature, v. 277, p. 523-528.
Dietz, R.S.
1972 : Mineral resources and power; in Exploring the Ocean World, ed. C.P. Idyll; Thomas Y. Crowell Co., New York, p. 164-195.
Earney, F.C.F.
1980 : Petroleum and Hard Minerals from the Sea; Edward Arnold, London, England, 291 p.
Environmental Protection Service
1978 : An Arctic atlas; Background Information for developing marine oil spill countermeasures; Fisheries and Environment Canada, Arctic Marine Oilspill Program Report EPS-9-EC-78-1, 475 p.
Epstein, J.A., Feist, E.M., and Zmora, J.
1981 : Extraction of lithium from the Dead Sea; Journal of Hydrometallurgy, v. 6, p. 269-275.
Fader, G.B. and King, L.H.
1981 : A reconnaissance study of the surficial geology of the Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 45-56.
Fader, G.B. and Miller, R.
1986 : Regional geological constraints to resource development — Grand Banks of Newfounland; Proceedings of the Third Canadian Offshore Geotechnical Conference, St. John's, Newfoundland.
Fader, G.B., King, L.H., and Josenhans, H.W.
1982 : Surficial geology of the Laurentian Channel and the western Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 81-22, 37 p.
Fader, G.B., King, L.H., and MacLean, B.
1977 : Surficial geology of the eastern Gulf of Maine and Bay of Fundy; Geological Survey of Canada, Paper 76-17, 23 p.
Frazier, D.M. and Ayer, R.D.
1973 : Dredging feasibility of low value iron sands; Proceedings of the Fifth Annual Offshore Technology Conference, Volume 1, April 29-May 2, 1973, Houston, Texas, Paper No. OTC 1761, p. 369-378.
Glasby, G.P.
1979 : Minerals from the sea; Endeavour, New Series, Pergamon Press, p. 82-85.
Gormley, F.J.
1969 : Production of sea water magnesia by Sea Mining Corporation Ltd. at Aguathuna, Newfoundland; unpublished paper, Annual General Meeting, The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, Quebec, April 21-23, 1969.
Grice, M.A.K. and Hancock, H.A.
1972 : Preliminary results on the processing of manganese pavements from San Pablo Seamount; in Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor, ed. D.R. Horn; Lamont-Doherty Geological Observatory, p. 139.
Gross, G.
1967 : Iron deposits in the Appalachian and Grenville regions of Canada; in Geology of Iron Deposits in Canada, Volume 2; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 22, v. 2, 111 p.
Hale, P.B. and McLaren, P.
1984 : A preliminary assessment of unconsolidated mineral resources in the Canadian offshore; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, v. 77, no. 869, p. 51-61.
Hollister, V.
1980 : How to get gold from sea water — at a loss ?; Western Miner, p. 68.
Horn, D.R., Delach, M.N., and Horn, B.M.
1973 : Metal content of ferromanganese deposits of the oceans; National Science Foundation, MSF GX 33616, Technical Report No. 3, Washington, D.C.
Horn, D.R., Horn, B.M., and Delach, M.N.
1972 : Distribution of ferromanganese deposits in the world oceans; in Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor, ed. D.R. Horn; Lamont-Doherty Geological Observatory, p. 9-17.
Horowitz, A. and Cronan, D.S.
1976 : The geochemistry of basal sediments from the North Atlantic Ocean; Journal of Marine Geology, v. 20, p. 205-228.
Hunter, N.J.
1968 : Geological background for placer exploration on the Scotian Shelf; Nova Scotia Department of Mines, Assessment File no. Offshore 21-W-07, 275 p.
King, L.H. and Fader, G.B.
1986 : Wisconsinan glaciation on the continental shelf, southeast Atlantic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 373, 72 p.
King, L.H. and MacLean, B.
1976 : Geology of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 74-31, 31 p.
Kranck, K.
1971 : Surficial geology of Northumberland Strait; Geological Survey of Canada, Paper 71-53, 10 p.
Libby, F.
1969a : Progress reports — Ovens gold dredging; Nova Scotia Department of Mines, Assessment File no. Offshore 21-W-10, 26 p.
1969b : Searching for alluvial gold deposits off Nova Scotia; Ocean Industry, v. 4, p. 43-46.
1969c : Gold in the sea; Sea Frontiers, v. 5, no. 4, p. 232-241.
Loring, D.H. and Nota, D.J.G.
1973 : Morphology and sediments of the Gulf of St. Lawrence; Bulletin of Fisheries Research Board of Canada, no. 182, 147 p.
MacDonald, K.B.
1982 : Acid soils and agricultural liming practice; Agriculture Canada, Ottawa, Ontario, Publication 1731/E, 17 p.
Mackenzie, G.C.
1912 : The magnetic iron sands of Natashkwan, County of Saguenay, Province of Quebec; Canada Department of Mines, Branch Paper no. 145, 57 p.
Markham, W.E.
1981 : Ice Atlas, Canadian Arctic Waterways; Atmospheric Environment Service, Department of the Environment, Canada, 198 p.
Mathieu, G.
1982 : Comment rentabiliser les sables marins; CANMET a démontré comment traiter nos sables marins pour en récupérer de la silice et des feldspaths commerciaux; GEOS, v. 11, no. 4, p. 19-21.
McKay, A.G.
1981 : Sub-bottom profiling survey of the areas off Country Harbour, Nova Scotia; Nova Scotia Research Foundation Corporation, Report 6-81, Project 2707, 42 p.
Menard, H.W.
1964 : Marine Geology of the Pacific; McGraw-Hill, New York, 271 p.
Mero, J.
1965 : The Mineral Resources of the Sea; Elsevier Scientific Publishing Co., New York, 312 p.
Mining Annual Review
1978 : Seawater magnesite; Mining Journal, London, p. 119.
Mining Journal
1980 : Uranium from seawater; Mining Journal, London, p. 93.

Nesis, K.N.
1965 : Biocoenoses and biomass of benthos in the Newfoundland Labrador region; Fisheries Research Board of Canada, Translation Series No. 1375, 75 p.

North, O.S.
1966 : Patents reveal persistent efforts to recover gold from sea water; Engineering and Mining Journal, v. 167, no. 9, p. 195-205.

Organization for Economic Co-operation and Development
1983 : Uranium extraction technology. Current practice and new developments in ore processing; Joint Report, OECD Nuclear Energy Agency and the International Atomic Energy Agency, Washington, OECD Publications and Information Center, 270 p.

Phillips, J.D., Thompson, G., Von Herzen, R.P., and Bowen, V.T.
1969 : Mid-Atlantic ridge near 45°N latitude; Journal of Geophysical Research, v. 74, p. 3069-3077.

Ponsford, M. and Lyttle, N.A.
1984 : Metallic mineral occurrences map and data compilation, eastern, central and western Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Open File Reports 599, 600 and 601.

Rona, P.A.
1983 : Potential mineral and energy resources at submerged plate boundaries; Natural Resources Forum, v. 7, no. 4, p. 329-338.

Samson, J.
1984 : An overview of coastal and marine gold placer occurrences in Nova Scotia and British Columbia; Canada Oil and Gas Lands Administration, Ocean Mining Division, Document 1984-3, 174 p.

Seabright Resources Inc.
1980 : Report on Country Harbour offshore placer deposit; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Assessment File 11F/04A, 21-G-61(01).

Sekimachi, T.I. and Katsuta, K.U.
1981 : Method for recovering lithium from sea water; United States Patent No. 4,243,641.

Stevens, J.F.
1970 : Mining the Alaskan seas; Ocean Industry, November 1970, p. 47-50.

Taylor, R.B., Wittmann, S.L., Milne, M.N., and Kober, S.M.
1985 : Beach morphology and coastal changes at selected sites, mainland Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-12, 59 p.

Thompson, R.M. and Smith, K.G.
1970 : Undersea lode mining in Alaska; Proceedings of the Offshore Technology Conference, Paper OTC 1312, p. 819-826.

Wang, F.F.H. and McKelvey, V.E.
1976 : Marine mineral resources; in World Mineral Supplies Assessment and Perspective, ed. G.J.S. Govett and M.H. Govett; Elsevier Scientific Publishing Co., New York, p. 221-286.

Wright, F.F.
1969 : Minerals of the ocean; in Encyclopedia of Marine Resources, ed. F. Firth; Van Nostrand Reinhold, New York, p. 404-416.

Adresse de l'auteur

P.B. Hale
Secteur de la politique minérale
Énergie, Mines et Ressources Canada
Ottawa, Ontario
K1A 0E4

Imprimé au Canada

Chapitre 14

OBSTACLES GÉOLOGIQUES À LA MISE EN VALEUR DE LA MARGE CONTINENTALE

Le facteur géologique dans les projets industriels

La zone côtière
- Côtes soumises principalement à l'action des vagues : sud-est du Canada
- Côtes soumises principalement à l'action des glaces : l'Arctique canadien
- Pollution et circulation dans les estuaires

La zone extracôtière
- Obstacles au forage
- Obstacles à l'installation des structures extracôtières

Synthèse : les sciences de la Terre dans le processus décisionnel
- Déversements de pétrole dans les régions côtières de l'Est du Canada et dans l'Arctique canadien
- Hibernia : le tracé des pipelines dans le plan initial
- Câble traversant le détroit de Belle Isle

Résumé
- Les contraintes géologiques dans la zone côtière
- Les contraintes géologiques dans la zone extracôtière
- Les sciences de la Terre dans le processus décisionnel : résumé

Remerciements

Références

Chapitre 14

OBSTACLES GÉOLOGIQUES À LA MISE EN VALEUR DE LA MARGE CONTINENTALE

C.F.M. Lewis et M.J. Keen

avec la participation de
J. Adams, J.V. Barrie, J.S. Bell, J.D. Brown,
D.E. Buckley, G.B.J. Fader, J. Guigné, I.G. Jones,
H.W. Josenhans, A.S. Judge, M.J. Keen,
C.F.M. Lewis, K.D., McAlpine, N.J. McMillan,
K. Moran, V.H. Noguera, D.J.W. Piper, I. Reid
D.I. Ross, R.B. Taylor, J.A. Wade, C.M.T. Woodworth-Lynas

LE FACTEUR GÉOLOGIQUE DANS LES PROJETS INDUSTRIELS

La géologie de la marge continentale de l'Est du Canada nous est surtout connue par les projets industriels. Pour entreprendre l'exploration pétrolière de cette région, il fallait en connaître la structure géologique, de même qu'on a dû étudier les processus s'exerçant dans la zone côtière pour que les plages soient exploitées de façon judicieuse; il fallait aussi connaître le mode de sédimentation de la baie de Fundy pour déterminer les effets possibles de la construction des barrages de centrales marémotrices. Les entités et les processus géologiques influent sur la mise en valeur de la marge continentale. Par conséquent, les auteurs tentent dans le présent chapitre d'illustrer certains liens à établir entre la géologie, d'une part, et la mise en valeur des zones côtière et extracôtière, d'autre part. Les problèmes posés par les projets industriels sont légion. Les auteurs se borneront ici à en examiner des exemples représentatifs.

Les contraintes relevées ici ne sont pas nécessairement des obstacles aux projets industriels. Certaines peuvent même les favoriser. La plupart des problèmes, une fois identifiés et compris, peuvent être résolus facilement et en toute sécurité en recourant à la technologie actuelle, mais souvent à un coût supplémentaire. Des obstacles surgissent lorsqu'aucune mesure appropriée, tant au niveau de la conception que de la construction ou de l'entretien, n'est prise faute d'avoir identifié les problèmes, de les avoir bien compris ou de disposer de la technologie nécessaire pour y faire face.

Lewis, C.F.M. et Keen, M.J.
1990 : Obstacles géologiques à la mise en valeur de la marge continentale; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 14, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n°2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

Dans le présent chapitre, la zone côtière sera traitée avant la zone extracôtière. Dans chacune des sections, les contraintes naturelles, essentiellement d'ordre géologique, sont présentées et illustrées d'une ou de plusieurs études de cas faisant état de problèmes survenus, des conséquences observées et des mesures qui ont été prises. Les contraintes ne sont pas toujours « géologiques » à proprement parler, mais lorsqu'elles ne le sont pas, par exemple les vagues en milieu littoral, elles sont étroitement liées à des processus géologiques. Il n'est pas toujours possible de citer des études de cas pour illustrer une contrainte géologique donnée; cependant, certaines solutions sont proposées aux problèmes susceptibles de se présenter.

Comme les aspects pratiques à considérer dans la zone côtière sont trop diversifiés pour être décrits séparément, les auteurs considéreront chaque contrainte géologique sous l'aspect du processus dominant. Les hauts niveaux marins et les marées hautes qui affectent la stabilité côtière et le flux géochimique dans les estuaires pollués constituent, par exemple, une question particulièrement importante dans le sud-est du Canada. Ils feront donc l'objet de sections distinctes dans le présent chapitre. En ce qui concerne l'Arctique canadien, seront plutôt décrits les processus liés à la glace de mer et au pergélisol qui affectent toute particulièrement les sédiments côtiers.

En haute mer, ou dans la zone extracôtière, les projets industriels réalisés à ce jour sur la marge continentale ont surtout consisté en des travaux d'exploration pétrolière et de planification de l'exploitation du gaz et du pétrole. Les processus et entités géologiques à considérer en haute mer seront examinés ici dans l'ordre où ils se présentent dans un projet de mise en valeur extracôtière : en premier lieu, ceux qui affectent principalement les forages d'exploration et, en second lieu, ceux qui menacent la sécurité des structures de production reposant sur le fond marin. La dernière section du chapitre présente trois études de cas de planification (déversements de pétrole sur le rivage, tracé des pipelines dans les plan initiaux de l'exploitation du champ Hibernia et pose de câbles sous-marins dans le détroit de Belle Isle) qui illustrent la con-

tribution des sciences de la Terre aux décisions prises dans le cadre des projets industriels ayant lieu dans les zones côtière et extracôtière.

LA ZONE CÔTIÈRE

Introduction

La zone côtière est un milieu dynamique : la ligne de rivage et les matériaux de la zone côtière sont constamment modifiés par l'action des vagues, des vents, des marées, des courants et des glaces et, à plus long terme, par les variations du niveau marin. Les côtes de l'Est et du Nord canadiens reflètent divers milieux géologiques, océanographiques et climatologiques qui ont été décrits au chapitre 11; on se rappellera que, dans le sud, la zone côtière subit principalement les effets des vagues et des marées, tandis que dans le nord, elle est surtout sous l'influence de la glace de mer et des processus périglaciaires et cryogéniques (fig. 14-1). Les travaux exécutés dans la zone côtière ébranlent souvent l'équilibre naturel qui existe entre la morphologie côtière et les processus avec lesquels elle est en interaction dynamique. Mentionnons à cet effet le problème que peut poser l'exploitation d'une plage pour en extraire des granulats, alors qu'il n'existe pas d'autres sources pour la réalimenter en sédiments; le dragage d'une zone portuaire qui sera remblayée par les courants littoraux; la protection des plages par des ouvrages qui empêchent les sédiments d'atteindre les régions sous le vent; et la déforestation ou l'enlèvement de la végétation des dunes à des fins de mise en valeur.

Côtes soumises principalement à l'action des vagues : sud-est du Canada

R.B. Taylor

Mers grosses et niveaux de mer grosse

Les vagues puissantes qui se forment durant les tempêtes peuvent causer un recul rapide de la côte, modifier les plages, inonder et endommager les propriétés (tableau 14-1). Ces effets sont plus importants lorsque les tempêtes surviennent durant la saison libre de glace, en particulier en période de marée haute, et lorsque des systèmes atmosphériques de basse pression produisent des soulèvements de tempête.

La côte de la région atlantique du Canada est plus affectée par les tempêtes que celle de l'Arctique en raison de l'absence de glace de mer et d'un plus long fetch (fig. 14-1). Dans la région de l'Atlantique, l'état des vagues varie selon la région et la saison, et d'une année à l'autre. La plus haute vague significative annuelle enregistrée, en haute mer, sur la plate-forme Néo-Écossaise, sur les Grands Bancs et dans le sud de la mer du Labrador durant les années 70 a été d'environ 10 m (Neu, 1982), mais pendant cette période, la hauteur moyenne enregistrée dans le nord de l'Atlantique a augmenté de façon continue (Neu, 1984). Une vague significative de 12,7 m de haut a été enregistrée après le naufrage de la plate-forme de forage semi-submersible Ocean Ranger, en février 1982, à Hibernia, dans le nord-est des Grands Bancs de Terre-Neuve (Ocean Ranger Royal Commission, 1984). Les variations saisonnières des vagues sont liées aux variations saisonnières de la glace de mer et des vents. Par exemple, dans la zone côtière de l'Atlantique, les tempêtes d'hiver sont violentes, tandis que dans le golfe du Saint-Laurent, les vagues les plus fortes se forment au début de l'hiver et du printemps, lorsque le golfe est libre de glace (Hale et Greenwood, 1980; Brown et al., 1986).

Les élévations du niveau de la mer sont causées par les marées, les vents soufflant vers la rive, les soulèvements de tempête et les tsunamis. Les grandes marées se produisent à intervalles réguliers chaque mois, et tous les 4,5 et 18 ans. Les grandes marées de 18 ans, comme celles de 1940-1941, de 1958-1959 et de 1976-1977, ont inondé et détruit les digues de la baie de Fundy. Certains indices donnent lieu de croire que dans la baie de Fundy, les marées de 1759 et de 1869 ont été encore plus fortes, dépassant les niveaux prévus de 3 m et 2 m respectivement (Desplanque, 1979).

Les soulèvements de tempête sont produits par une onde de surface de longue période qui se déplace avec le système de basse pression d'une tempête (Murty, 1984).

Des soulèvements d'une hauteur supérieure à 0,6 m se forment dans l'Atlantique Nord de trois à sept fois par année (Galbraith, 1979). Les variations de la morphologie de la côte et de la topographie du fond marin modifient les effets des soulèvements de tempête sur le rivage, de sorte que les effets ne peuvent être que localisés. Ce fut le cas à la fin de 1983, lorsqu'un soulèvement de tempête a gravement endommagé les installations portuaires et les bateaux ancrés au havre Neils Harbour (fig. 14-2) et dans le voisinage, ainsi qu' à Gabarus, dans l'île du Cap-Breton (Oja, 1984; Taylor et Kelly, 1984) (tableau 14-2).

Les tsunamis peuvent également faire varier le niveau de la mer le long de la côte, comme ce fut le cas en 1929 lors du séisme des Grands Bancs. Ce tsunami a produit des vagues de 12 m de haut à St. Lawrence, sur la côte sud de Terre-Neuve, causant la mort de 27 personnes (Doxsee, 1948; Forbes, 1984; Murty, 1984). D'autres tsunamis se sont formés depuis le XVIII^e^ siècle le long de la côte nord de l'île du Cap-Breton et de Terre-Neuve, mais ils ont été moins documentés (Ruffman et Peterson, 1986b).

Les vagues sont de plus faible amplitude dans la plupart des régions arctiques qu'au large de la côte Est du Canada, étant donné que le fetch y est réduit par la glace et, dans les chenaux interinsulaires de l'Arctique, par la géographie. C'est ainsi que les vagues de tempête, dans le centre de l'archipel arctique, ne dépassent pas 2 m de haut (McCann, 1973; Taylor, 1978). Cependant, les tempêtes ont des effets plus importants dans cette région que dans le sud, à cause précisément de leur singularité. Par exemple, lorsque de grosses tempêtes coïncident avec les grandes marées du printemps dans le détroit de Barrow, les plages peuvent être remaniées jusqu'à des hauteurs de près de 5 m au-dessus du niveau de la marée haute moyenne, et le transport des sédiments peut être plus important pendant cette période que durant toute la saison libre de glace (Taylor, 1978). La présence de glace de mer modifie les effets des vagues de tempête. La glace peut être transportée vers le rivage et empêcher les jets de rive et l'érosion

Figure 14-1. La diversité des côtes de l'Atlantique et de l'Arctique canadiens reflète en partie la variété des conditions des marées, des vagues et de la glace de mer dans ces régions. Les données compilées proviennent du Service hydrographique du Canada (1987), Markham (1980), Maxwell et al. (1980), Lachapelle (1981) et Neu (1982).

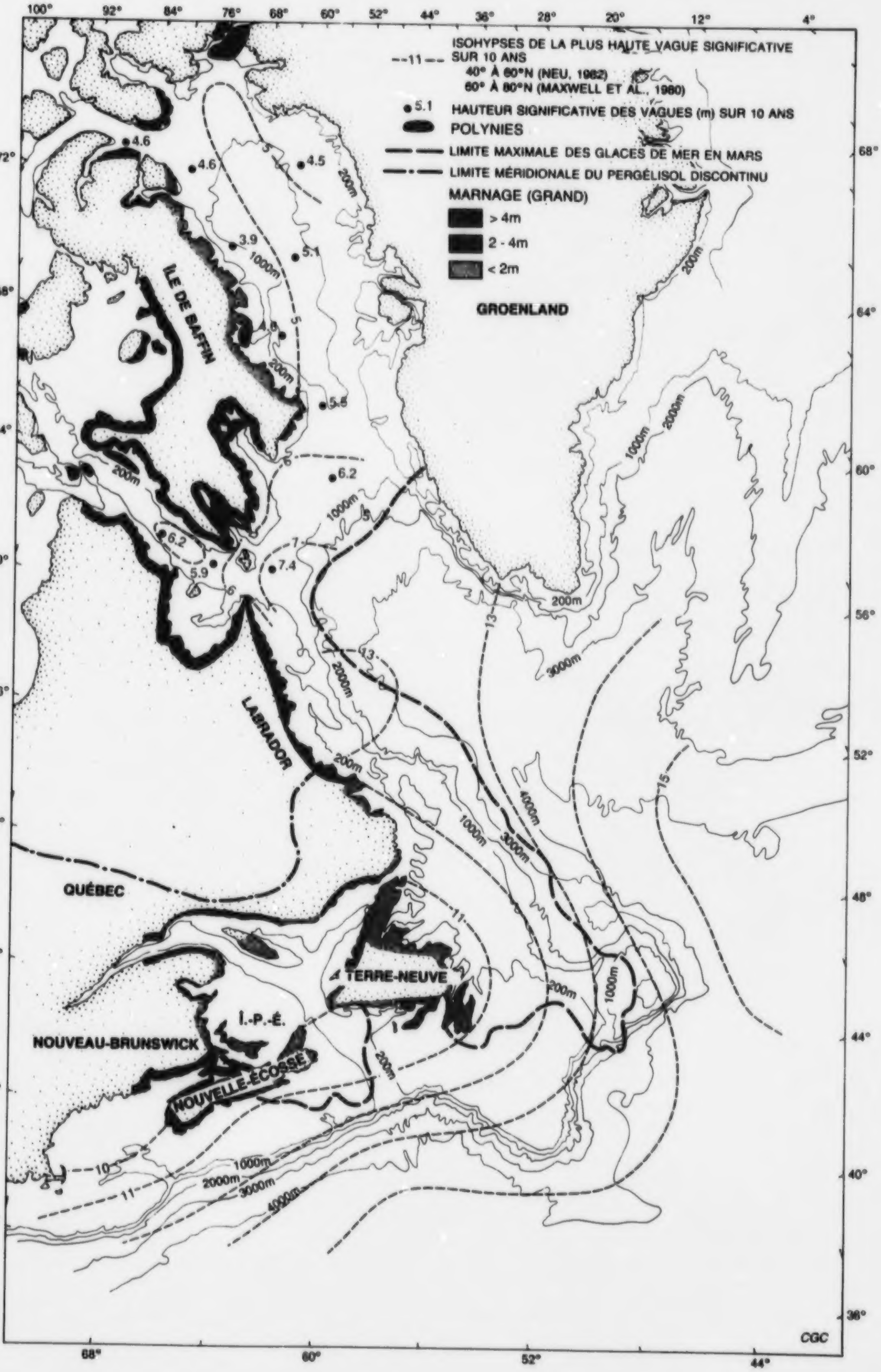

ISOHYPSES DE LA PLUS HAUTE VAGUE SIGNIFICATIVE SUR 10 ANS
40° À 60°N (NEU, 1982)
60° À 80°N (MAXWELL ET AL., 1980)
HAUTEUR SIGNIFICATIVE DES VAGUES (m) SUR 10 ANS
POLYNIES
LIMITE MAXIMALE DES GLACES DE MER EN MARS
LIMITE MÉRIDIONALE DU PERGÉLISOL DISCONTINU
MARNAGE (GRAND)
> 4m
2 - 4m
< 2m
GROENLAND
ÎLE DE BAFFIN
LABRADOR
QUÉBEC
TERRE-NEUVE
Î.-P.-É.
NOUVEAU-BRUNSWICK
NOUVELLE-ÉCOSSE
CGC

Tableau 14-1. Exemples de soulèvements de tempête dans l'Atlantique (Canada), 1962-1983.

Date	Endroit	Hauteur du soulèvement (m)	Hauteur des vagues de haute mer (m)	Effets du soulèvement	Source de renseignements
1962-12-31	Halifax	0,83	-		Galbraith, 1979
	Saint John	0,80	-		
1966-12-25	Yarmouth	0,94	-		
1967-02-24	Halifax	1,11	10		
1976-02-02	Yarmouth Saint John	1,48 1,46	12	de 10 000$ à 15 000$ de dommages en N.-É. et au N.-B.	
1982-01-17	Argentia	0,57	10,7	750 000$ de dommages	Forbes, 1984
	Lamaline	1,30	-	Rivages érodés au-delà de 6 m au-dessus de la MHVE	Brown et al., 1984
	Trepassey	1,30	-		
1983-10-25	North Sydney	0,76	7 à 9	2 705 000$ de dommages aux installations de pêche; rivages érodés jusqu'à 6 m au-dessus de la MHVE	Oja, 1984; Taylor et Kelly, 1984
	Point Tupper	0,60	-		

MHVE : Marée haute de vives eaux

des plages de dépasser un certain niveau. Selon sa nature, la glace de mer transportée vers la rive peut être rapidement érodée et s'accumuler sur la plage, ou s'échouer le long du rivage, causant une forte érosion de l'avant-plage et contrecarrant le transport des sédiments le long de la côte. L'action combinée de la glace et des déferlantes sur la côte constitue une menace possible pour les ouvrages enfouis.

Dans certaines zones arctiques, comme la mer de Beaufort, où les sédiments côtiers contiennent beaucoup de glace, l'érosion par les vagues est rapide. Le recul des falaises a déjà atteint 13 m au cours d'une seule tempête (Forbes et Frobel, 1985).

Les sédiments côtiers: érosion et ensablement des rivages

Les sédiments côtiers constituent une source intéressante de granulats, mais aussi une cause de danger pour la navigation et les structures. Dans l'Est du Canada, la mobilité des sédiments a des répercussions pratiques et économiques des plus évidentes sur les ports et les voies d'accès aux ports. Chaque année, de nombreux cas d'ensablement de voies d'accès aux ports sont rapportés à la suite de tempêtes, emprisonnant les bateaux de pêche. Par exemple, le port de Point Sapin (Nouveau-Brunswick), qui héberge une quarantaine de bateaux, est bloqué de 3 à 4 fois par année (Pratte et Willis, 1982; D. Willis, communication personnelle, 1987). Divers types d'ouvrages sont érigés pour tenter de résoudre ce genre de problème; ils ont été conçus soit pour empêcher les sédiments d'atteindre l'entrée du port ou pour accélérer leur transport au-delà de l'entrée, en aval (fig. 14-3). Cependant, dans presque tous les cas, il est nécessaire de draguer périodiquement les chenaux pour qu'ils restent navigables. Pour donner une idée de l'ampleur du problème, il suffira de rappeler qu'entre 1950 et 1974, quelque 34 millions de mètres cubes de sédiments ont été dragués dans 550 ports de la région de l'Atlantique (McLean et MacGregor, 1976) (tableau 14-2; fig. 14-3).

C'est dans les petits ports du golfe du Sainte-Laurent que les dragages ont été les plus nombreux. Le long d'une grande partie de la côte, des lagunes et des baies sont séparées de la mer par des îles barrières qui offrent des abris naturels, mais les passes de marée donnant accès à ces ports sont des lieux d'ensablement naturels. Ces passes se comblent, ou se déplacent fréquemment sur des distances qui peuvent atteindre 100 m au cours d'une même année (Reinson, 1980; Reinson et Frobel, 1980). Le dragage des passes pourrait bien avoir des répercussions contraires à l'effet recherché, causant une augmentation de la sédimentation dans les passes et les lagunes et une érosion des cordons littoraux adjacents du fait du déplacement des sources de sédiments qui les alimentent normalement (Reinson et Frobel, 1980).

Les plages constituent une source potentiellement intéressante de granulats pour les secteurs de la fabrication et de la construction; elles sont faciles d'accès et les granulats qui s'y trouvent sont bien triés et propres. C'est pourquoi certaines ont été exploitées en Nouvelle-Écosse, au Nouveau-Brunswick et dans l'Île-du-Prince-Édouard au cours des années 50 et 60 (fig. 14-4), au détriment des sour-

Figure 14-2. Durant les tempêtes, en particulier lorsque les niveaux d'eau sont anormalement hauts, les rivages, souvent inondés, s'érodent rapidement, et des dommages sont causés aux propriétés. Ce fut le cas en 1983, lorsqu'une vague de tempête a frappé Neils Harbour (île du Cap-Breton), repoussant la plage vers l'intérieur des terres, déplaçant et détruisant les bâtiments et autres installations de pêche. La remise qu'on l'on aperçoit au premier plan a environ 4,5 m de haut.

ces habituelles d'origine glaciaire (Bowen et al., 1975). En effet, dans l'Île-du-Prince-Édouard, les plages ont été les seules sources locales des granulats utilisés par l'industrie du béton (Owens, 1980). Il faut mettre un terme à l'exploitation non planifiée des plages, car la plupart d'entre elles ne peuvent se reconstruire naturellement, du fait que les apports de sédiments sont loin de compenser les pertes. Ce type d'exploitation a pour effet de détruire les dunes et leur végétation, et d'accélérer l'érosion de la côte, donc son recul (fig. 14-5). Les crêtes de plage s'abaissant, les vagues de tempête peuvent les déborder et transporter les sédiments dans les lagunes et les lacs côtiers qui se trouvent derrière elles. L'instabilité des cordons littoraux et des passes provoque l'inondation des plaines côtières et la destruction des habitats biologiques et des plages récréatives. Plusieurs des belles plages sablonneuses qui existaient autrefois en Nouvelle-Écosse ont dégénéré en de simples crêtes de plage ou bancs de gravier étroits et instables. Ce genre de problème a été constaté dans toutes les provinces de l'Atlantique et, bien que l'adoption de diverses lois ait contribué à diminuer l'exploitation des plages pour en extraire des granulats, les plages qui sont encore

Tableau 14-2. Taux de mobilité et d'extraction des sédiments à des endroits choisis le long du détroit de Northumberland. Voir la figure 14-4 pour les localiser.

Endroit	Transport sédimentaire calculé; valeur moyenne nette (m^3/a)[1]	Volume de sédiments de plage extraits (m^3) avec permis[2] (de 1968 à 1974)	Quantité de sédiments dragués[3] (de 1950 à 1974)
1. Pte. Sapin	203 932	-	172 719
2. Barre Richibucto	20 974	-	159 717
3. Cap Richibucto	-	34 000	-
4. St. Eduard de Kent	60 783	40 694	97 342
5. Cocagne	8 412	2 560	100 668
6. Robichaud	27 533	3 359	-

1 Hydrotechnology Ltd. (1980)
2 Airphoto Analysis Associaties Consultants Limited (1975)
3 McLean and MacGregor (1976)

Figure 14-3. Depuis la reconstruction, en 1961, du brise-lames situé à l'entrée de 50 m de large donnant accès au havre Dingwall (île du Cap-Breton), 47 000 m^3 de sédiments ont été dragués dans l'entrée du havre, comparativement à plus de 350 000 m^3 avant la construction du brise-lames (McLean et MacGregor, 1976).

exploitées subissent une dégradation rapide et deviennent de plus en plus instables (Hunter and Associates, 1982; Taylor, 1982).

Exemple de gestion côtière : la côte est de la Nouvelle-Écosse

Historique

Dans la section précédente, a été fait état de certains problèmes généraux posés par l'exploitation des plages. Dans la présente section, sera exposé un cas illustrant les effets d'une gestion côtière déficiente. En outre, il sera montré comment les données géologiques et géomorphologiques sont utilisées pour planifier l'exploitation du milieu côtier et sauver les plages très endommagées. Les problèmes liés à l'endommagement des plages sur la côte est de la Nouvelle-Écosse (au nord-est d'Halifax) sont attribuables, du moins en partie, à l'absence de politique de gestion globale de la zone côtière en Nouvelle-Écosse. Bien que le gouvernement de cette province (1975) ait désigné certaines plages « protégées », cette protection se limite en réalité à l'interdiction d'extraire des granulats sans l'autorisation du ministre compétent. Une grande partie de la côte, au-dessus du niveau de la marée haute, appartient encore au secteur privé, et les propriétaires fonciers ne sont pas obligés, dans ces cas, d'obtenir de permis d'utilisation des terres. Certaines terres côtières ont été aménagées en parcs provinciaux ou utilisées comme réserves de parc, ou appartiennent à la Couronne; celles-là sont protégées de toute façon.

Des modèles géologiques du développement et du nourrissement des plages permettent d'expliquer en grande partie les dommages causés aux plages par des activités anthropiques. La côte est de la Nouvelle-Écosse est soumise à une transgression de la mer, dont le niveau s'élève, depuis plusieurs milliers d'années, de 3 à 4 mm/an (Quinlan et Beaumont, 1981; Scott et Medioli, 1982). La côte est composée d'une série de lacs et d'estuaires orientés perpendiculairement à la ligne de rivage, flanqués de flèches et de tombolos et bordés de cordons littoraux (fig. 14-5).

Des promontoires intermédiaires de débris glaciaires, des drumlins pour la plupart, servent de points d'ancrage aux plages et constituent leur principale source de sédiments (Taylor et al., 1985; Forbes et Taylor, 1987). La présence de ce till se reflète dans la composition des plages : un mélange de sables et de graviers. Bien que de nombreuses plages semblent constituer un grand réservoir de sédiments, les taux de sédimentation sont en fait si faibles qu'une seule plage prendrait des milliers d'années à se renouveler. De plus, les drumlins, relativement petits, sont une source limitée de sédiments (Boyd et Bowen, 1983), et le transport des sédiments le long du littoral est faible. Les drumlins reculent actuellement à la vitesse de 0,2 à 3,0 m par année; par conséquent, leur durée de vie n'est que de quelques centaines d'années. À mesure que les drumlins diminuent de taille, les plages adjacentes montrent des signes d'érosion et souvent reculent sous l'action des vagues qui débordent sur la plage et pratiquent des brèches dans les cordons littoraux, ce qui a pour effet de transporter les sédiments vers les lagunes et les lacs qui se trouvent derrière. Les plages actuelles de la côte est sont le produit de nombreux cycles d'évolution passant par la progradation et le recul, puis par la destruction des cordons à mesure que la côte recule sous l'effet de la hausse du niveau de la mer (Boyd et al., 1987). La plupart des plages de cette région subissent un recul.

Plage Silver Sands, baie Cow

Silver Sands est l'une des nombreuses plages menacées par l'extraction de matériaux de construction (fig. 14-6, 14-7). Cette plage, qui était naguère un lieu récréatif fréquenté,

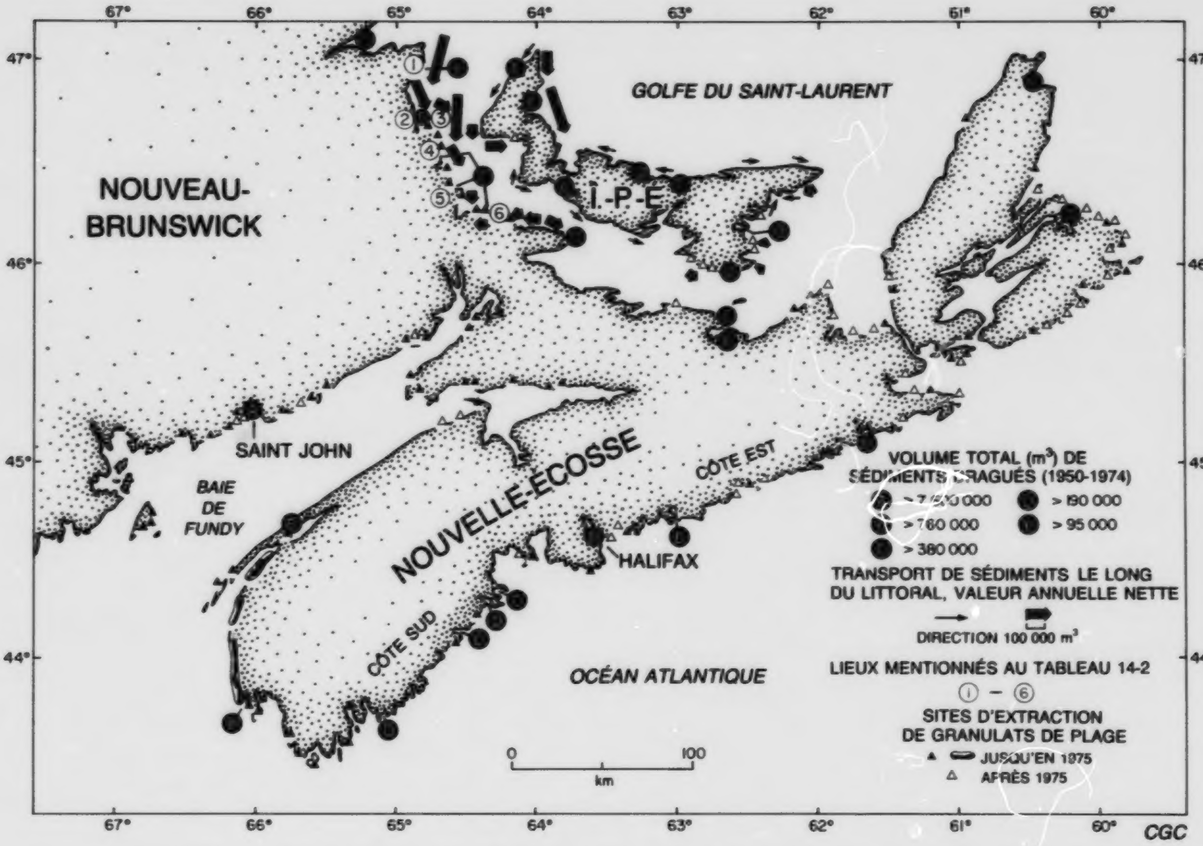


Figure 14-4. Des sédiments sont artificiellement enlevés de la zone côtière pour deux raisons principales : 1) le dragage, pour assurer une navigation sûre dans les chenaux, et 2) l'exploitation des plages, pour en extraire des granulats. Les principaux sites de dragage entre 1950 et 1974, ainsi que les principaux sites d'exploitation de granulats de plage sont indiqués. Les taux de transport net des sédiments ont été calculés (l'ordre de grandeur est figuré par la longueur de la flèche grasse) pour illustrer la mobilité et la disponibilité naturelles des sédiments nécessaires à la formation des plages (d'après McLean et MacGregor, 1976; Hydrotechnology Ltd., 1980; Hunter and Associates, 1982; Owens, 1980; Andries, 1984).

a failli disparaître après qu'environ deux millions de tonnes de sédiments y eurent été extraits entre 1954 et 1971; elle a depuis été désignée protégée. Avant 1960, l'extrémité ouest de la plage s'était effondrée, et la passe voisine s'était élargie. En 1964, les dimensions de la plage avaient diminué d'environ la moitié. Une autre passe s'est formée au milieu des années 70, et le recul de la plage s'est poursuivi. Avant les années 80, tout ce qui restait de la plage d'origine était une crête de gravier abrupte, érigée par des vagues de tempête, bordée d'un placage de sable couvrant le bas de l'avant-plage et la partie supérieure du talus littoral. Il n'existe pas de source de sédiments suffisamment importante pour remblayer la plage : les drumlins qui lui servaient d'ancrage ont pour la plupart disparu, et la grande partie des sédiments plus fins érodés des promontoires voisins ont été transportés vers le large ou vers la lagune. Cette plage s'est détériorée au-delà de son point de restauration, et il faura de nombreuses années pour qu'elle se renouvelle vers l'intérieur (Bowen et al., 1975; Taylor et al., 1985).

Plages Conrods et Lawrencetown

Des plages Conrods et Lawrencetown, on a extrait des granulats entre 1950 et 1960; cependant, ces plages n'ont pas subi un recul aussi marqué que celui de la plage Silver Sands, car les caps situés à l'île Conrod et au promontoire Lawrencetown les ont réalimentées suffisamment. L'abondance des sédiments se reconnaît à des crêtes de plage reliques et à une large plage actuellement adossée à des dunes bien développées. Ces plages ont été désignées pour faire partie d'un réseau de parcs du patrimoine aménagés le long de la côte est (Nova Scotia Department of Lands and Forests, 1984; fig. 14-8). Elles ont été choisies parce que les cordons littoraux étaient menacés par le passage des piétons et des véhicules, et aussi en raison de la diversité morphologique de la côte. Des études géologiques ont été réalisées pour déterminer la stabilité relative des diverses parties du milieu littoral et des principales trajectoires de transport des sédiments (Boyd et Bowen, 1983). Par exemple, le cordon situé à l'extrémité ouest de la plage

Figure 14-5. Exemple des effets de l'extraction des granulats sur la morphologie naturelle d'une plage. L'élimination des dunes d'arrière-plage réduit la hauteur des crêtes de plage, ce qui a souvent pour effet d'augmenter le débordement des vagues, comme on a pu s'en rendre compte à cette plage de l'île du Cap-Breton. L'échelle est illustrée par un petit camion (cercle de gauche) et une chargeuse frontale (cercle de droite); la partie dénudée du cordon littoral (teinte claire) à la gauche du camion mesure environ 75 m de large.

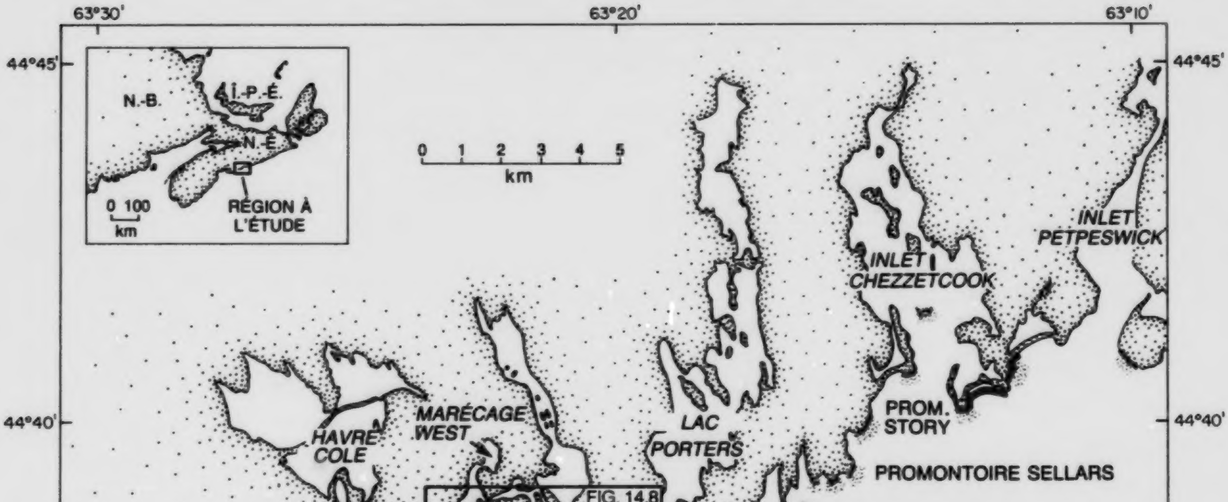
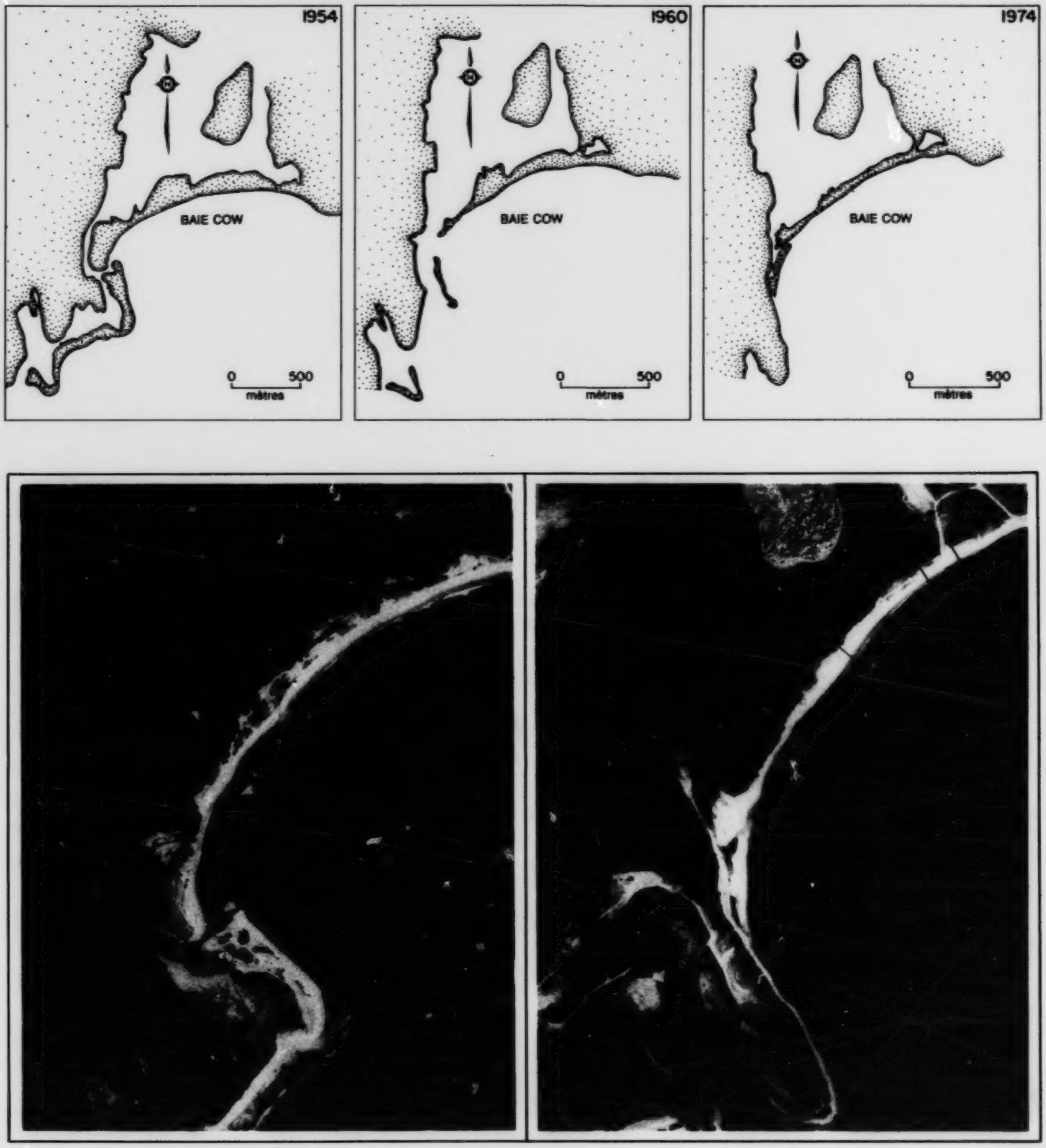
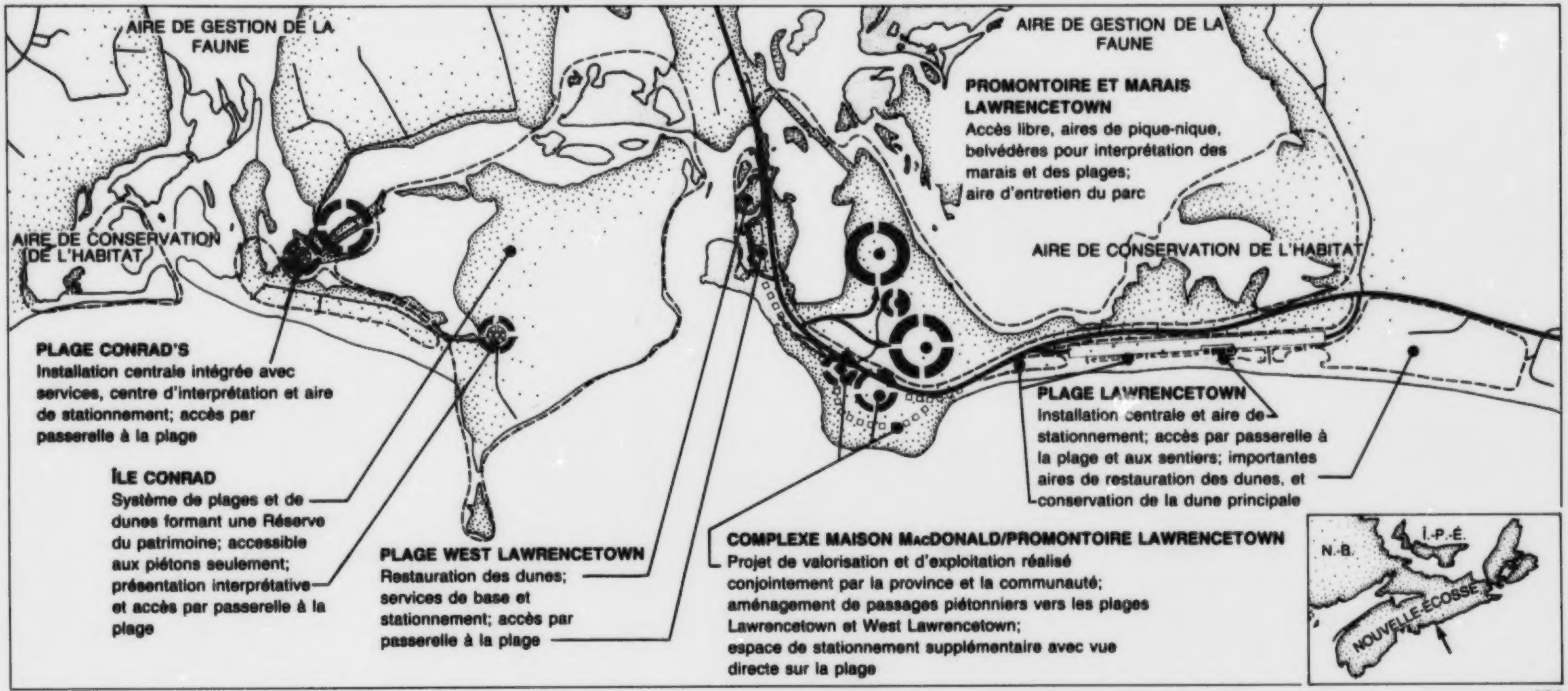


Figure 14-6. Répartition des promontoires et des plages le long de la côte est de la Nouvelle-Écosse. La carte montre les plages qui se sont beaucoup modifiées ou qui ont disparu complètement depuis 1945, en partie par suite des travaux d'exploitation minière.



CGC

Figure 14-7. La plage Silver Sands, dans la baie Cow (voir fig. 14-6), a été littéralement transportée par camion à la fin des années 50 et au début des années 60, à l'époque où l'extraction de sédiments de plage était à son plus fort. Ces cartes, établies à partir de photographies aériennes, illustrent la séquence des changements subis par la plage entre 1954 et 1974. La représentation des lignes de rivage est tirée des photographies A14146-35 et A16213-5 de la Photothèque nationale de l'air (Ottawa, Ontario), et de la photographie 74123-107 du Maritime Resource Management Service (Amherst, N.-É.).



CGC

Figure 14-8. Plan d'un parc du patrimoine longeant la côte est de la Nouvelle-Écosse, en particulier aux plages Conrods et Lauwrencetown (Nova Scotia Department of Lands anf Forests, 1984).

Conrods et la plage flanquant le promontoire Lawrencetown à l'est se sont révélés instables, et l'on a observé que le sable était transporté vers les lagunes et les estuaires par le vent et les vagues via les passes de marée. Ces observations ont été prises en compte dans le plan d'aménagement et dans le décision de limiter l'accès aux plages, de façon à ce que les dunes puissent être stabilisées par l'implantation d'une nouvelle végétation et continuer d'alimenter naturellement les plages.

Protection des rivages

Dans certains cas, l'érosion a pris une ampleur telle qu'elle menace les routes et les habitations, et ce type de problème nécessitera sans doute des interventions plus complexes que celles qui ont été décrites jusqu'à maintenant. Pour remédier à cette situation, on peut, entre autres, construire des ouvrages tels que digues, gabions, épis et brise-lames conçus pour réfléchir ou dissiper les vagues. Mais mal conçus, ces ouvrages causeront plus de problèmes qu'ils n'en résoudront. Par exemple, les épis construits perpendiculairement à la côte sont conçus pour ralentir le transport des sédiments le long de celle-ci et favoriser la progression de la plage vers la mer; or, pour qu'ils soient efficaces, la direction des vagues doit être oblique par rapport à la côte. Souvent des épis accentueront l'érosion des rivages en aval faute d'apports sédimentaires, comme c'est le cas notamment à la baie Aspy (île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse), où l'érosion du rivage a augmenté de 3 à 3,5 m/a après l'installation d'épis (Nova Scotia Department of Public Works, communication personnelle, 1986). Une autre méthode consiste à supprimer les obstacles qui entravent le transport des sédiments par les courants littoraux entre deux points de la côte, ou à alimenter artificiellement des plages qui s'érodent. Ces méthodes doivent être appliquées pendant de nombreuses années, sinon l'investissement visant à fournir de « nouveaux » sédiments se perd rapidement. La solution la moins coûteuse et la plus facile est de ne rien construire près d'un rivage en érosion.

Côtes soumises principalement à l'action des glaces : l'Arctique canadien

R.B.Taylor

Glace de mer et zone côtière

La glace de mer constitue un danger important pour les structures en place dans l'Arctique, comme en témoignent les formes créées par la poussée glacielle et la fonte de la glace dans la zone côtière (fig. 14-9). Des floes et des accumulations de glace (brash) sont transportés vers la rive ou le long de celle-ci par le vent et les vagues. La gravité des effets de la glace sur la zone côtière dépend des facteurs suivants : les propriétés de la glace, comme son épaisseur et son âge; les conditions glacielles côtières; la topographie locale de la côte et de la zone extracôtière; la profondeur de dégel du sol; et les forces motrices engendrées par le vent, les vagues et les marées (Kovacs et Sodhi, 1980; Sodhi et Kovacs, 1984).

Les formes dues à la poussée glacielle dans la zone soumise à l'action normale des vagues sont temporaires et ne constituent pas en général un danger pour les structures en place. On ne peut en dire autant des glaces de mer qui chevauchent la plage ou qui frappent des objets fixes, comme des îles artificielles ou de la glace pluriannuelle échouée; lorsque cela se produit, il se forme des crêtes de pression massives ou des piles de glace de rive (fig. 14-10). Lorsqu'elle remonte une pente faible ou des falaises côtières abruptes, la glace peut labourer, broyer et entailler le terrain sur lequel elle se déplace. Ces phénomènes de chevauchement et d'empilement glaciels peuvent bloquer des cours d'eau, perturber le drainage et causer des inondations. Lorsque le rivage a un relief irrégulier, les plaques de glace se déforment et s'empilent. La plupart des piles de glace de rive se forment à moins de 20 m de la ligne d'eau et mesurent moins de 15 m de haut. Certains floes ont été poussés sur plus de 100 m vers l'intérieur des terres (Taylor, 1978; Kovacs, 1983). Ces phénomènes pourraient manifestement menacer les îles artificielles utilisées pour forer des puits d'exploration, dont plusieurs mesurent moins de 100 m de large.

Le chevauchement et l'empilement de la glace de rive peuvent se produire en automne et en hiver, mais c'est au printemps, après la débâcle côtière, que ces phénomènes sont les plus fréquents. Les floes peuvent être poussés sans signe précurseur évident vers le rivage (Kovacs, 1983), et le chevauchement de la glace peut s'effectuer en moins de 30 minutes (Sodhi et Kovacs, 1984). Les piles de glace formées près du niveau moyen de la mer sont de courte durée (moins d'une saison libre de glace), mais celles qui sont hors d'atteinte des vagues peuvent subsister plusieurs années (Taylor, 1978, 1980a).

Le chevauchement de la glace sur les plages est difficile à prévoir; il peut se produire sur presque toutes les plages de haute latitude et à des périodes de récurrence de l'ordre de plusieurs dizaines à centaines d'années sur la côte alaskienne de la mer de Beaufort (Harper et Owens, 1981). Les rivages qui sont les plus susceptibles de subir les effets de ce type de poussée glacielle sont les rivages des deltas, des caps et des promontoires; les rivages à la jonction de chenaux où le déplacement des glaces peut être complexe; et les rivages des petites îles situées sur la trajectoire de la glace de mer qui quitte annuellement l'archipel arctique (Taylor, 1978, 1980c; Woodward-Clyde Consultants Ltd., 1980; Barrie and Associates, 1982). De petites îles comme celles-là ont servi de laboratoires naturels pour l'étude des forces engendrées par la glace de mer, et

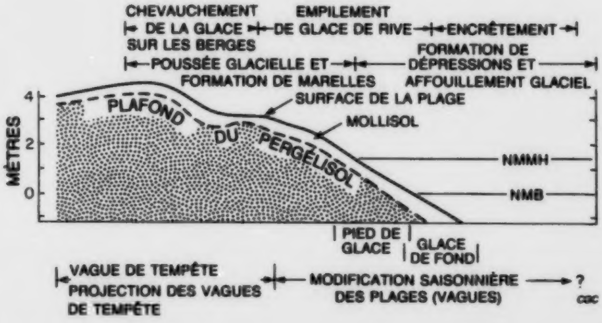


Figure 14-9. Coupe schématique d'une côte de l'Arctique, illustrant l'ampleur et les effets du mouvement de la glace de mer et le remaniement des sédiments par les vagues dans la zone côtière (modifié d'après Harper, 1985) (NMMH : Niveau moyen de la marée haute; NMB : Niveau de la marée basse).

Figure 14-10. Une grande partie de la côte de l'Est du Canada est modifiée par l'action de la glace de mer saisonnière. Les rivages de l'Arctique sont particulièrement affectés par les échouages, les crêtes et les chevauchements de glace de mer. Le long de la rive nord de l'île Somerset (Territoires du Nord-Ouest), des crêtes de glace échouée multiples (A) et des empilements de glace de rive (B) mesurant environ 9-10 m et 10 m de haut respectivement se forment à ces endroits jusqu'à des hauteurs de 30 m (GSC 203216-H, 165624).

ont ainsi permis de mieux comprendre les effets de la glace sur les structures de forage extracôtières (Hudson et al., 1981; Metge et al., 1981; Frederking et al., 1983).

Des crêtes de pression se forment dans les zones où vient échouer la glace de mer poussée vers le rivage. Pendant la déformation et la rupture de la glace, des fragments sont entraînés vers le haut, formant des voiliers pouvant atteindre de 24 à 30 m de haut. Ces voiliers sont en général plus hauts que les piles de glace, étant donné que les forces de friction et de gravité sur la glace en mouvement sont moins importantes au large qu'à terre. Ils peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres le long de la côte ou former des piles isolées de glace fragmentée. Le rassemblement de nombreuses crêtes de pression au même endroit crée des crêtes multiples se prolongeant vers le large, ou des champs de glace moutonnée, particulièrement le long du périmètre septentrional des îles de la Reine-Élisabeth (Hudson et al., 1981).

Contraintes thermiques dans les régions à pergélisol

Les structures reposant sur le sol, dans les régions du Nord à pergélisol continu ou discontinu, se trouvent généralement dans une situation précaire en raison des mouvements différentiels déclenchés par le gel et le dégel de l'eau interstitielle. Dans la zone côtière, ces mouvements sont compliqués par l'érosion ou le dépôt de sédiments, par les variations morphologiques des plages, et par la présence d'eau interstitielle saline, de brash enfoui, de lentilles d'eau douce et de glace fixe. Les problèmes sont moins graves aux latitudes méridionales, même si le sol y gèle aussi en saison froide, quoique dans la zone côtière, le gel se limite à l'arrière-plage et aux parties supérieures de la zone intertidale. À ces latitudes méridionales, une croûte gelée de sédiments, de glace fixe, ou des deux, peut se former sur la partie supérieure de la plage en hiver, mais ses effets, éphémères, sont plutôt de nature à favoriser la stabilité de la côte (Dionne, 1972, 1985; Knight et Dalrymple, 1976; Owens, 1976; Bourget, 1977).

Des phénomènes de soulèvement dû au gel, de chevauchement, de dégel et d'affaissement se produisent naturellement dans le mollisol des régions à pergélisol. Lorsque l'intégrité thermique du pergélisol et de la glace de sol est perturbée, certains ouvrages comme les pipelines et les constructions se déforment, des reliefs thermokarstiques se créent et divers mouvements de masse se déclenchent (fig. 14-11). Le long des rivages riches en glace, une érosion thermique combinée à une érosion mécanique peut se traduire par un recul rapide de la côte. C'est ainsi que certaines parties de la côte de la mer de Beaufort reculent à des vitesses atteignant 20 m/a, et que des taux de recul supérieur à 5 m/a sont chose courante (Harper, 1985). Même si les rivages riches en glace sont moins nombreux dans les îles arctiques orientales et centrales, d'autres processus comme la solifluxion, les coulées boueuses et les glissements rétrogressifs dus au dégel affectent les pentes d'arrière-plage (Hodgson, 1977, 1982; Heginbottom, 1984).

L'interface terre-mer dans les régions à pergélisol est un milieu complexe. Il s'agit de la zone de transition entre le pergélisol épais continental et le fond océanique qui n'est pas gelé ou qui ne l'est qu'en partie. La zone infratidale actuelle est pergélisolée (Taylor et McCann, 1974), mais la distance du pergélisol vers le large est généralement mal connue. Les travaux de forage extracôtiers dans l'ouest de l'Arctique ont révélé l'existence d'une limite franche entre les sédiments contenant de la glace et ceux n'en contenant pas à moins de 0,5 km de la ligne de rivage actuelle (Swift et al., 1983). Le pergélisol se forme en zone subaérienne et il semble que l'élévation du niveau de la mer dans l'ouest de l'Arctique ait fait fondre le pergélisol qui se trouvait au-dessous d'anciens rivages bas. Dans le centre de l'Arctique, par contre, les côtes sont encore en émersion par suite de la décharge glaciaire, et du pergélisol s'y forme

à mesure que l'émersion progresse (Hansell et al., 1983). Par conséquent, le fond océanique actuel ne devrait pas être pergélisolé. L'épaisseur du pergélisol côtier augmente en fonction de sa distance vers l'intérieur des terres et s'accroît localement sous les cordons littoraux nouvellement formés et les îles artificielles récemment construites, par suite de l'exposition aux températures froides de l'air (McDonald et al., 1973; Mahar et al., 1983; Taylor et al., 1983).

Les conditions thermiques souterraines et les caractéristiques du pergélisol dans la zone côtière actuelle dépendent des conditions climatiques, océanographiques et topographiques, ainsi que de la stabilité de la côte (Owens et Harper, 1977; Harper et al., 1978). Dans cette zone, le pergélisol peut contenir de la glace, être pris dans la glace, comporter des lentilles de glace de ségrégation ou ne pas contenir de glace, dépendamment des propriétés du sol et de la composition de l'eau interstitielle. La terminologie utilisée pour décrire les caractéristiques thermiques de la zone côtière est présentée à la figure 14-12. Le régime thermique y est plus complexe et moins prévisible, du fait des facteurs susmentionnés (présence d'eau interstitielle saline, de brash enfoui et de lentilles de glace d'eau douce, et variations morphologiques des plages).

Cette complexité peut être illustrée par la description des zones côtières en émersion dans l'est de l'archipel arctique. La profondeur maximale du dégel annuel peut dépasser 1,5 m sous les plages de sable, mais est rarement supérieure à 0,8 m sous les plages de gravier, en raison des propriétés thermiques différentes des sédiments. Sous l'arrière-plage, partie de la côte se trouvant hors d'atteinte des vagues, les fluctuations du dégel du sol sont régies par des facteurs climatiques. La profondeur du dégel correspond habituellement au niveau du front de dégel (limite du gel à la fig. 14-12), en général celui de l'isotherme de 0°C. La vitesse de dégel dans l'arrière-plage est plus uniforme, de 1 à 5 cm par jour, et plus prévisible que celle des zones intertidale et infratidale. Dans ces zones, la profondeur de dégel a des variations temporelles et spatiales plus marquées et peut même dépasser le front de dégel,

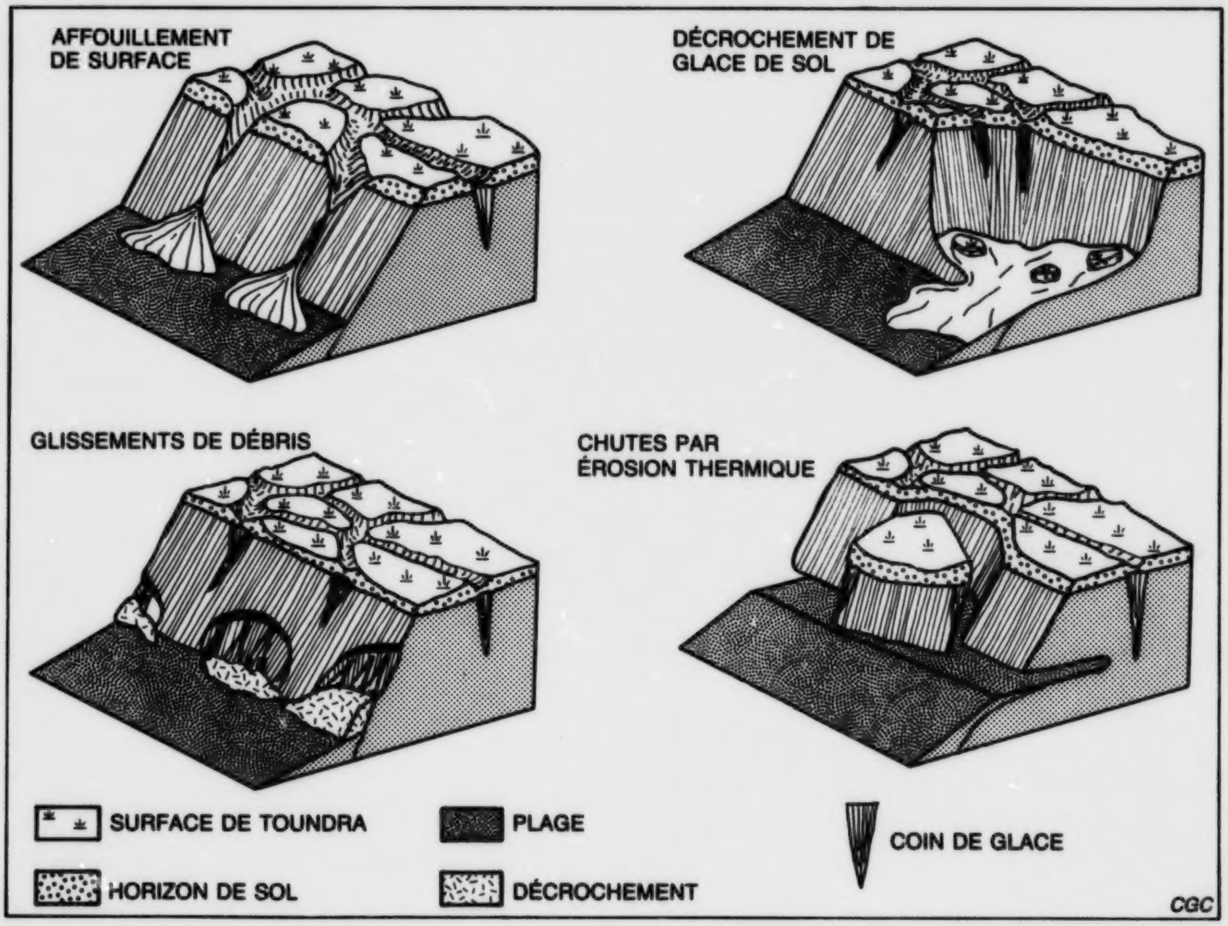


Figure 14-11. Plusieurs types de mouvements de masse se produisent sur les côtes riches en glace de l'archipel arctique. L'action conjuguée de l'érosion thermique et de l'érosion mécanique par les vagues produit un recul rapide de la côte (d'après Harper et al., 1978).

étant donné que la température de congélation de l'eau saline interstitielle est plus basse que celle de l'eau douce. Lorsque l'eau interstitielle saline gèle, les sels sont expulsés et il se forme des couches saumâtres qui ne gèlent que partiellement. Ces couches saumâtres se cisaillent facilement et constituent des surfaces de rupture possibles (Chamberlain, 1983). De plus, le degré d'adhérence de la glace varie selon le type de sédiments, produisant des taux de dégel différentiels et une accentuation de l'érosion par les vagues dans certaines zones (Taylor, 1980b). Ainsi, une violente tempête dans l'île Bylot a causé le déplacement rapide de tous les sédiments non gelés se trouvant à la portée des vagues, de même que l'érosion des dépressions dans les sédiments gelés plus grossiers. Des morceaux gelés de sédiments fins interstratifiés se sont effondrés et sont tombés dans la mer. La présence de sédiments pris dans la glace, qui résistent mieux à l'érosion, peut augmenter la stabilité de la côte (Taylor, 1980b) et, même si des taux de dégel de 30 à 70 cm par jour sont possibles durant les violentes tempêtes, ils ne durent que quelques jours. La présence d'eau interstitielle saline peut aussi constituer un avantage pour la construction d'ouvrages sous-marins étant donné que, la proportion d'eau interstitielle gelée étant très faible, le gel ou le dégel n'entraine pas de changements de volume considérables (Jahns, 1984). C'est ainsi que Chamberlain (1983) a indiqué que le soulèvement dû au gel est inférieur d'au moins 50 % dans les sables et argiles sous-marins.

La topographie de l'arrière-plage influe sur le régime thermique de la plage elle-même. Dans le cas d'un cordon littoral adossé à une lagune, la projection d'eau par les vagues et la présence d'eau de mer des deux côtés de la plage augmentent la profondeur du dégel, mais les caractéristiques du dégel sont les mêmes dans l'avant-plage et dans l'arrière-plage, puisque ces deux zones sont soumises à des régimes thermiques comparables. Le dégel est retardé lorsque la plage est adossée à un relief élevé, étant donné que l'accumulation de neige y est plus abondante, les zones ombragées plus étendues, et la glace fixe souvent plus épaisse.

Les profondeurs de dégel sont tributaires des changements morphologiques de la plage. La profondeur de dégel annuel est relativement constante dans l'arrière-plage, mais varie en fonction de l'épaisseur des sédiments susjacents dans la zone intertidale et, peut-être aussi, dans la zone infratidale. Par exemple, l'érosion d'une plage abaisse la profondeur de dégel, de même qu'une accumulation de sédiments l'élève; cela se produit habituellement après le cycle de regel hivernal. Par conséquent, le niveau d'équilibre du dégel est maintenu, mais il peut être modifié par la présence de brash enfoui (Taylor, 1980b).

La glace fixe protège le rivage contre la glace de mer et retarde le dégel annuel des sédiments intertidaux (fig. 14-12). L'une des formes de glace fixe, le « pied de glace », résulte de l'accumulation de jets de rive, d'embruns et de

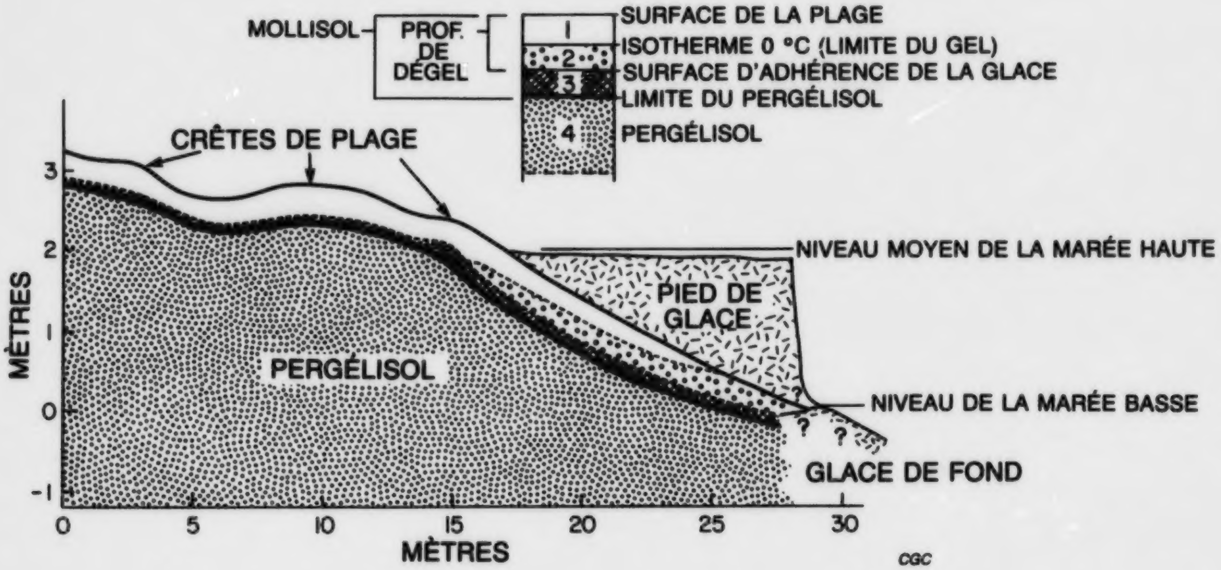


Figure 14-12. Terminologie et diagramme schématique des zones où se produit un dégel saisonnier des plages, et types de glace fixe observés le long des plages de sédiments grossiers dans le centre de l'archipel arctique (modifié d'après Owens et Harper, 1977).

galettes de neige et de glace dans la zone intertidale (McCann et Carlisle, 1972). Il existe de nombreuses variétés de pieds de glace, notamment ceux qui se forment durant les tempêtes et se prolongent au-delà de la limite de la marée haute, et ceux qui se forment dans des zones non soumises à la marée, comme dans les Grands Lacs. Un autre type de glace fixe, la « glace de fond », est une glace submergée ancrée au fond marin, au niveau de la marée la plus basse ou plus loin au large; elle peut être abondante le long des rivages sablonneux, mais elle l'est moins le long des rivages graveleux (Taylor et McCann, 1976; Taylor, 1980c; Sadler et Serson, 1981). Sa formation pourrait s'expliquer par le gel des eaux douces qui ruissellent à la surface du pergélisol et qui sont forcées de remonter par le fond marin sous les effets combinés de la charge hydrostatique et de gel des sédiments de plage superficiels. L'épaisseur possible de la glace de fond ou ses effets sur le régime thermique du fond marin ne sont pas connus.

Terminaux maritimes dans l'archipel arctique

Des terminaux maritimes permanents n'ont été aménagés que récemment dans l'archipel arctique, étant donné la brièveté de la saison de navigation et les faibles volumes à transporter. Comme la découverte de gisements importants de minéraux et d'hydrocarbures amènera de plus gros navires dans cette région pendant une plus grande partie de l'année, il faudra aménager d'autres terminaux. Des terminaux ont été mis en place à la Nanisivik Mines Ltd. de Nanisivik, dans l'île de Baffin, et à Polaris Mine, dans la Petite île Cornwallis (Girgrah et Shah, 1978). Des études de faisabilité ont été réalisées pour évaluer la possibilité d'aménager des terminaux de gaz naturel liquéfié à plusieurs endroits; l'étude la plus détaillée a été faite à Bridport Inlet, dans l'île Melville. De nombreux facteurs ont été pris en compte dans l'évaluation des sites des nouveaux terminaux de l'Arctique : la profondeur de l'eau, le mouillage, l'amarrage, l'espace de manoeuvre, l'accessibilité, les conditions de terrain pour les installations côtières, les sources de granulats, le type de navire renforcé nécessaire pour manoeuvrer à travers les glaces, et la proximité des ressources à expédier par bateau. Certaines activités, comme le dragage et l'excavation, sont coûteuses dans l'Arctique et devraient donc être évitées autant que possible. À Nanisivik, par exemple, où la profondeur de l'eau est trop faible pour la construction du quai proposé, on a évité le dragage en prolongeant une digue vers le large, jusqu'à l'endroit où sera construit le nouveau quai. Cette approche n'a été possible que parce qu'il existait d'abondantes ressources locales en granulats pour la construction de la digue.

Le principal facteur dont il faut tenir compte dans la conception des ports est la glace. En hiver, la croissance de la glace de mer est accélérée par la fracturation et le regel répétés, causés par les manoeuvres des navires près des terminaux. À Bridport Inlet, l'épaisseur de la glace pourrait augmenter, selon les prévisions, de plus de 7 m; c'est pourquoi il a été proposé de faire fondre la glace avec la chaleur perdue de l'usine de liquéfaction (Cammaert et al., 1983). Si le chevauchement ou l'empilement des glaces sur le rivage constitue un danger possible, comme pour les îles artificielles, il faut alors construire des bermes et d'autres ouvrages pour provoquer le flambage de la glace située plus au large. Ces ouvrages favorisent la formation d'un champ de blocs de glace qui protège les structures de la glace chevauchante et augmente le diamètre efficace des îles artificielles (Croasdale, 1983).

Dans l'est et le nord-est de l'archipel arctique, les fjords et les baies peuvent constituer, au besoin, des lieux propices à l'aménagement de terminaux maritimes. Il n'existe cependant qu'un petit nombre de terminaux naturels, dans le centre nord des îles de la Reine-Charlotte, où le potentiel en pétrole et gaz est élevé (Taylor, 1980c). Cette région est couverte de glace pluriannuelle et, pour y accéder par la mer en toute saison, il faut des navires renforcés de classe 10, modèle non disponible. Peu de baies sont protégées contre la glace et, dans celles qui le sont, l'eau est en général peu profonde. Les emplacements situés près des deltas des principaux cours d'eau ont une profondeur d'eau suffisante mais, vers le large, les pressions exercées par les glaces peuvent être considérables. De nombreux rivages sont recouverts de silts et d'argiles marins riches en glace, donc sujets à des déformations, à des mouvements de masse et à des processus thermokarstiques. Les rivages graveleux du centre de l'Arctique et de la plupart des deltas pourraient être des endroits appropriés si une solution était trouvée au problème du chevauchement de la glace de mer sur le rivage (Barrie et al., 1978; Taylor, 1980c). S'il s'avérait impossible d'aménager des terminaux maritimes, il faudrait transporter le pétrole et le gaz par pipeline, jusqu'à des terminaux de transbordement situés plus au sud ou à l'est. D'ailleurs, le terminal qui sera situé à Bridport Inlet serait le terminal d'un pipeline provenant du champ gazéifère de la pointe Drake, dans le nord de l'île Melville.

Pollution et circulation dans les estuaires
Le devenir des contaminants chimiques
D.E. Buckley

La pollution du milieu marin est causée par une accumulation de contaminants jusqu'à des concentrations qui provoquent des changements non souhaitables dans le biote, la qualité de l'eau et les sédiments; une région côtière devient localement polluée lorsque des contaminants déversés dans le mer ne sont pas repoussés comme il se doit vers la haute mer. À plus long terme, des problèmes encore plus graves peuvent évidemment apparaître dans les océans eux-mêmes (Schaule et Patterson, 1983; Yeats et Bewers, 1987). Pour évaluer les répercussions possibles d'un contaminant sur le milieu marin, il faut calculer son taux de transport, ou flux, d'une phase à une autre, entre les sédiments et l'eau, et d'un segment de trajectoire à un autre; il faut en outre comprendre les mécanismes de son transport et de sa dispersion par la circulation océanique. La plupart des grands centres urbains se trouvent en bordure de baies ou d'estuaires, de sorte que pour déterminer les répercussions des déversements de déchets dans ces milieux, il faut disposer d'un bon modèle du régime hydrodynamique (Buckley et Winters, 1983). Plusieurs métaux et processus interviennent, notamment des transferts de Pb, Cd et Hg, qui sont généralement peu abondants en milieu côtier et qui sont nettement reconnus comme des contaminants. La présence de métaux plus communs, comme Fe et Mn, est interprétée comme un indice d'interactions géochimiques plutôt que comme un indice de contamination.

La circulation dans un estuaire ou un inlet est généralement contrôlée par la géomorphologie des lieux. À titre d'exemple, le port d'Halifax est constitué d'un bassin intérieur relativement profond, le bassin de Bedford, relié à l'océan Atlantique par un chenal assez étroit et peu profond. La circulation et la chasse d'eau y sont limitées, de sorte que les eaux d'égout se concentrent dans le bassin de Bedford (Platt et al., 1970; Jordan, 1972; Hargrave et al., 1976; Miller et al., 1982).

S'il est vrai que, sur la côte atlantique du Canada, certains estuaires soumis principalement aux processus fluviaux ne sont affectés que par des sources de pollution relativement petites, comme un petit centre urbain, la concentration des métaux peut atteindre des niveaux toxiques et varier dans des conditions naturelles. La concentration du mercure, due à l'adsorption de mercure sur des sédiments à grain fin déposés dans l'estuaire de la rivière LaHave, dépend des variations saisonnières des conditions hydrodynamiques qui déterminent le rendement de la chasse d'eau dans l'estuaire (Cranston, 1976; Cranston et Buckley, 1972).

Les métaux pénètrent dans les estuaires en trois phases distinctes au moins : a) sous forme d'ions dissous dans des eaux naturelles ou des effluents; b) dans des particules minérales au sein de réseaux cristallins, ou adsorbés sur des surfaces; et c) en formant des complexes avec des ligands organiques. En entrant dans les eaux saumâtres ou marines, ils peuvent subir un certain nombre de transformations géochimiques sous l'effet des variations de la salinité, du pH et de l'oxydoréduction. Par exemple, les ions dissous peuvent former des complexes avec la matière organique dissoute; ils peuvent coprécipiter avec d'autres métaux ou sels, ou être adsorbés à la surface des particules en suspension. Les métaux qui pénètrent dans la zone marine en association avec des particules en suspension peuvent être absorbés ou échangés avec d'autres métaux. Les métaux entrant dans des complexes organiques peuvent être libérés en solution ou s'oxyder, être échangés ou simplement changer de coordinence avec le complexe organique. L'estuaire de la Miramichi, dont il sera question un peu plus loin, offre plusieurs exemples de ces processus (Buckley et Winters, 1983; Willey et Fitzgerald, 1980).

Les différentes parties de la zone côtière sont soumises à des processus physiques qui leur sont propres, de sorte que, au moment de déterminer le taux de transport net de métaux le long de la zone côtière, il convient de calculer le flux à travers les frontières de ces différentes parties. L'estuaire du Saint-Laurent a été divisé par Yeats et Bewers (1983) en tronçons supérieur, intermédiaire et inférieur, et le flux des métaux dissous et particulaires a été déterminé à travers chaque limite.

Yeats et Bewers (1983) ont montré que la quantité de particules de Fe, Co et Mn pénétrant dans l'estuaire par le tronçon inférieur est moins élevée que celle qui y entre par le fleuve. La perte de particules métalliques pourrait être due à une désorption des particules, ainsi qu'à une réduction nette de la charge de particules (Loring et Nota, 1973).

Une méthode semblable a été utilisée par Buckley et Winters (1983) pour déterminer les flux de métaux en provenance de l'estuaire de la Miramichi vers le golfe du Saint-Laurent. Ils ont calculé le transport de métaux à travers des tronçons critiques de la rivière, et montré que la quantité de Fe, Mn, Zn et Cu labiles (réactifs « dissous ») qui sort du système estuarien est plus élevée que celle qui y pénètre par la rivière. La quantité de Fe en excès semble résulter de la désorption de particules en suspension, mais la source des quantités excédentaires de Mn, Zn et Cu est la boue couvrant le lit de l'estuaire. D'autre part, les exportations annuelles de Pb et Cd labiles sont inférieures aux apports annuels arrivant de la rivière, de sorte que les boues du lit de l'estuaire semblent constituer un piège pour ces métaux.

Le flux de métaux labiles et particulaires pénétrant dans le golfe du Saint-Laurent en provenance de l'estuaire de la Miramichi est beaucoup plus élevé, compte tenu du débit, que le flux entrant dans le golfe par le fleuve Saint-Laurent. Le débit de la Miramichi est de $9{,}6 \times 10^{9}$ m^3/a, soit un peu plus de 2 % du débit du fleuve Saint-Laurent, qui est de $4{,}4 \times 10^{11}$ m^3/a, mais le flux de métaux en provenance de la Miramichi est égal à environ 8 % de celui du Saint-Laurent. Cet écart est probablement attribuable au fait que les concentrations de contaminants sont plus fortes dans les sédiments estuariens de la Miramichi que dans ceux du Saint-Laurent, et à la présence de zones relativement petites tenant lieu de pièges géochimiques. Le système estuarien de la Miramichi sera traité plus en détails dans une autre section du présent chapitre.

Un métal déposé dans des sédiments au sein d'une particule minérale, incorporé au plancton et adsorbé à la surface des particules en suspension est appelé à subir d'autres transformations. Divers processus provoquent son recyclage. À mesure que les sédiments sont enfouis et isolés de l'eau sus-jacente, une série de processus diagénétiques s'amorcent à la faveur de nouvelles conditions d'oxydoréduction et de réactions d'échange cationique entre les sédiments et leur eau interstitielle (Stoffyn-Egli, 1982; Winters et Buckley, 1986). Dans les sédiments littoraux et estuariens, le Mn qui s'est déposé sous forme d'oxyde sur des particules est par la suite, dans des conditions réductrices, remis en solution dans l'eau interstielle et diffusé à travers les sédiments perméables (Evans et al., 1977; Sundby et al., 1981). Dans certains cas, la concentration des métaux dissous dans l'eau interstitielle peut être de plusieurs ordres de grandeur plus élevée que celle des métaux dissous dans l'eau de mer sus-jacente, créant dans les sédiments un gradient chimique important en fonction de la profondeur. Cette situation peut favoriser une diffusion verticale et un reflux des métaux dans l'eau de mer (Winters et Buckley, 1986).

Le détroit de Canso et la baie Chedabucto : construction d'une chaussée sur digue et industrialisation

D.E. Buckley

Le détroit de Canso sépare l'île du Cap-Breton de la Nouvelle-Écosse continentale (fig. 14-13). Une digue y a été construite en 1954; ce faisant, on a isolé le golfe du Saint-Laurent de l'océan Atlantique et créé, sans le vouloir, un excellent port en eau profonde, libre de glace durant toute l'année. La présence de ce port a contribué à la construction d'usines dans la région et à l'accroissement de la population urbaine. En 1970, le pétrolier ARROW a déversé accidentellement près de 50 000 barils de mazout lourd qui ont contaminé environ la moitié de la côte de la baie Chedabucto, au sud-est du détroit de Canso. Aussi, cette région contitue-t-elle un endroit privi-

légié pour étudier les répercussions des activités anthropiques sur le milieu côtier. Dans un premier temps, seront traités les effets de la chaussée sur digue et de l'industrialisation. Plus loin, les conséquences de la marée noire seront examinées.

Le détroit est une étendue d'eau relativement étroite, mesurant environ 1,5 km de large sur 27 km de long. Avant 1954, la faible pente de la surface du niveau moyen de la mer inclinée vers l'Atlantique créait une sortie nette d'eau, en provenance du golfe du Saint-Laurent, de

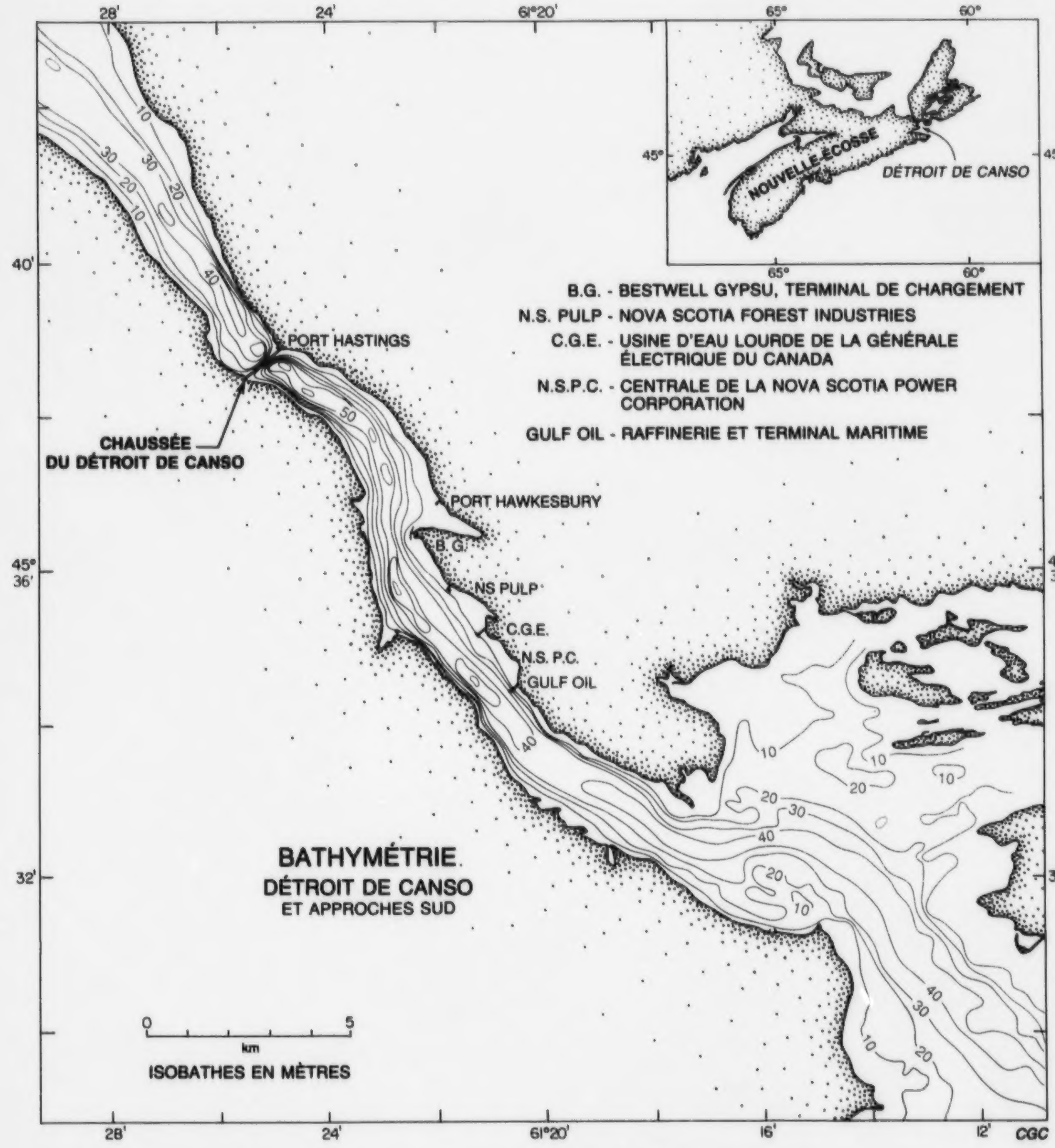


Figure 14-13. Carte de la région du détroit de Canso, montrant la chaussée reliant la Nouvelle-Écosse continentale à l'île du Cap-Breton, la bathymétrie et l'emplacement des usines (tiré de Buckley et al., 1974).

1,3 × 10^{11} m^3/a, correspondant au tiers du débit quotidien du fleuve Saint-Laurent. La vitesse des courants était élevée, soit environ 10 km/h. Le courant de marée net, orienté vers le sud-est, transportait en hiver de la glace du golfe vers la baie de Chedabucto en passant par le détroit. Aujourd'hui, la chaussée sur digue empêche l'eau du golfe du Saint-Laurent d'atteindre l'Atlantique par le détroit et fait écran à la glace d'hiver en provenance du golfe, ce qui a pour effet de pratiquement éliminer la glace au sud de la digue. Les forts courants de marée ont également disparu. La création d'un port en eau profonde a entraîné dans son sillage la construction d'installations industrielles importantes, notamment le terminal de chargement de la Bestwall Gypsum; l'usine de pâtes et papiers de la Nova Scotia Forest Industries; une usine d'eau lourde, qui appartenait à l'origine à la Générale Électrique du Canada; et la raffinerie de la Gulf Oil. Entre 1954 et 1974, la population totale des villes situées le long du détroit a augmenté, passant de 2 900 à 5 700 habitants et, entre 1967 et 1971, les tonnages transportés dans le détroit ont décuplé. Les répercussions de la construction de la chaussée sur digue ont été analysées en 1973 (Buckley et al., 1974).

La chaussée sur digue a modifié la circulation des eaux qui, d'un système caractérisé par un échange et un mélange vigoureux entre l'Atlantique et le golfe du Saint-Laurent, est passée à un système caractérisé par une circulation contrôlée par les vents dans des baies isolées les unes des autres (fig. 14-14). Chacun des segments du détroit diffère des autres par les caractéristiques des masses d'eau, et aussi par les sources et les quantités de sédiments. Les forts courants de marée qui se déplaçaient dans le détroit avant la construction de la digue avaient vanné les sédiments fins du fond, ne laissant qu'un pavage de matériaux grossiers. Le régime plus calme créé par la présence de la digue a permis aux sédiments fins de s'accumuler à des taux de l'ordre de 1 à 2 mm/a. Au sud de la digue, les sédiments contiennent des mélanges de déchets urbains et industriels. Au nord, ils sont soit d'origine locale, issus, entre autres,

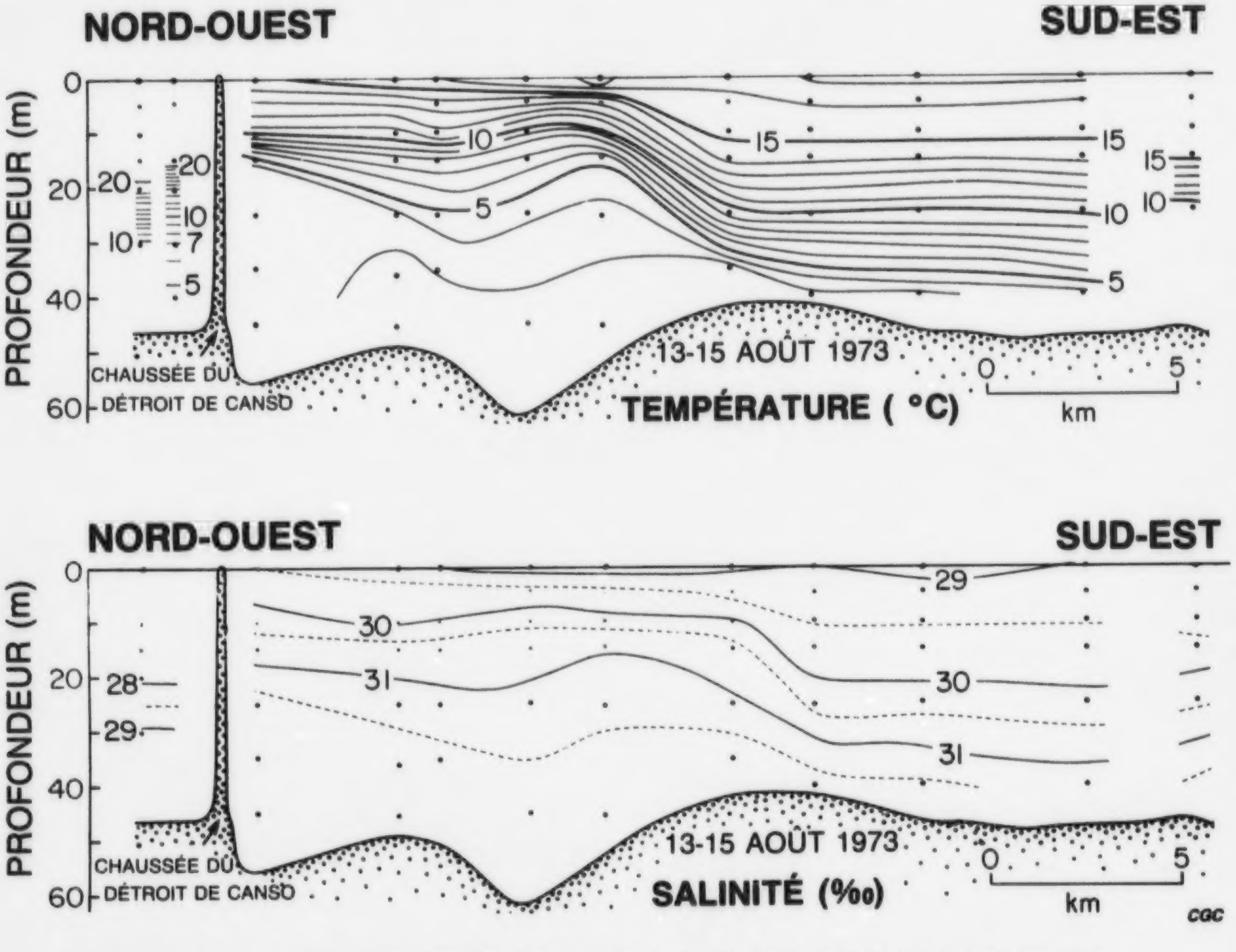


Figure 14-14. Profil axial de température et de salinité, en août 1973, dans le détroit de Canso, illustrant les masses d'eau différentes de chaque côté de la chaussée du détroit de Canso (tiré de Buckley et al., 1974).

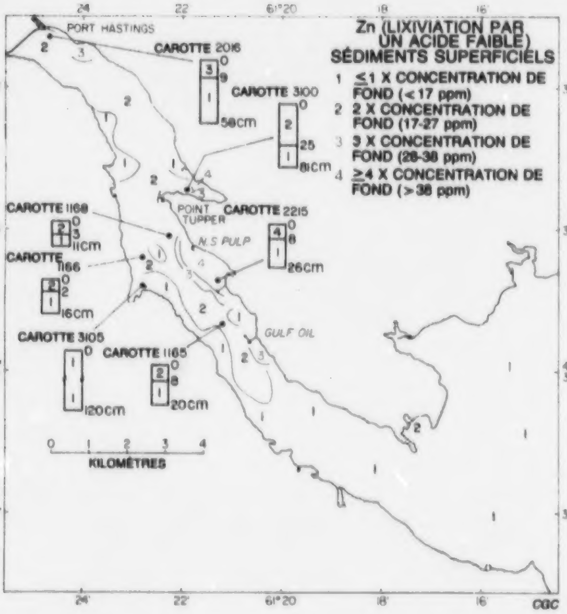


Figure 14-15. Distribution du zinc extractible (par lixiviation à l'acide faible) dans les sédiments superficiels du détroit de Canso (tiré de Buckley et al., 1974).

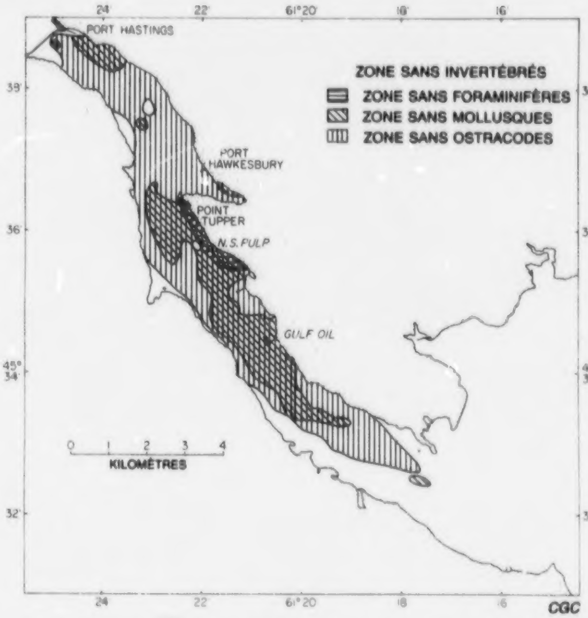


Figure 14-16. Zones dépourvues d'invertébrés dans les sédiments superficiels du détroit de Canso (tiré de Buckley et al., 1974).

des couches sédimentaires et du till glaciaire exposés autour de la baie St. Georges, soit transportés par des glaces flottantes.

En 1973, les déchets provenaient principalement, selon les observations, de l'usine de pâtes et papiers située sur la rive est du détroit, près de la pointe Tupper. Ces déchets comprenaient notamment des particules solides en suspension riches en matières organiques de même que les métaux Mn, Fe, Zn et Ni, qui se sont dispersés dans les eaux superficielles du détroit et ont été transportés dans la direction des vents dominants (tableau 14-3). Du côté sud de la chaussée, les particules en suspension étaient donc plus riches en matières organiques que du côté nord. Des quantités importantes de ces déchets, mesurées par leur teneur en zinc extractible (fig. 14-15), se sont déposées tout autour dans les sédiments de fond.

Les effets biologiques de l'industrialisation et du déversement de déchets ont été étudiés sur des échantillons de sédiments superficiels et des carottes, qui ont mis en évidence des variations dans les faunes benthiques, notamment les foraminifères, les mollusques et les ostracodes. Les variations correspondantes de la concentration de Zn ont servi d'indicateur du niveau de pollution. Les mollusques ont disparu des zones où ils étaient autrefois florissants. Les foraminifères, bien que plus tolérants que les mollusques à l'augmentation de stress environnemental,

Tableau 14-3. Mesures représentatives de la qualité des eaux superficielles, en fonction de la distance des points de rejet des effluents de l'industrie forestière de la Nouvelle-Écosse. Les valeurs apparaissant ici représentent la moyenne d'un certain nombre de déterminations.

Distance du point de rejet d'effluents de pâte à papier en Nouvelle-Écosse	Mn[(a)]	Fe[(a)]	Zn[(a)]	Ni[(a)]	COP[(b)]
0-0,5 km	28,0	3,9	3,13	0,65	5,9
0,5-1,0 km	18,9	1,5	1,03	0,60	3,1
1,0-3,0 km	15,4	1,3	0,81	0,53	3,0
3 km (Bruit de fond)	7,5	0,5	0,90	0,36	2,8

(a) Concentrations des métaux (μg/L) au pH naturel de l'eau.
(b) Carbone organique particulaire (mg/L)

n'ont pu continuer à vivre à proximité des points de rejet des effluents de l'usine de pâtes et papiers et de l'usine d'eau lourde, et la diversité des espèces a diminué sur un vaste territoire. Les ostracodes semblent avoir été les plus sensibles, aucun spécimen vivant n'ayant été retrouvé dans les deux tiers des sédiments reposant sur le fond du détroit (fig. 14-16) (Schafer et al., 1975).

La Miramichi : conception d'un chenal maritime et pollution industrielle

C.F.M. Lewis et D.E. Buckley

La rivière Miramichi, au Nouveau-Brunswick, servira ici d'exemple pour illustrer le sort d'un estuaire dans lequel sont déversés depuis longtemps des déchets produits par certaines activités traditionnelles dans les Maritimes, comme le traitement du bois, des minéraux et des effluents municipaux. C'est durant les années 70 que les effets de ces déchets ont retenu l'attention, lorsqu'on s'est interrogé sur les répercussions d'une opération de dragage visant à approfondir un chenal maritime sur les populations de homards, d'huîtres, de saumons et d'autres ressources halieutiques de la Miramichi. Le dragage devait être conçu de façon à permettre une navigation en eau profonde sans que les ressources halieutiques en soient trop affectées. Pour ce faire, on a mis à contribution la meilleure connaissance que l'on avait des processus de dispersion estuariens, et procédé à une évaluation de la teneur des sédiments estuariens en contaminants provenant d'effluents industriels et urbains. Voici un résumé des aspects sédimentaires et géochimiques du système estuarien dont il a été tenu compte dans la détermination des charges de matières polluantes, dans la conception du chenal et dans les opérations de dragage.

L'estuaire de la Miramichi, dans le nord-est du Nouveau-Brunswick, est un estuaire typique submergé en forme d'entonnoir, séparé du golfe du Saint-Laurent (baie Miramichi) par un système d'îles barrières bien développées (fig. 14-17). La rivière Miramichi comporte deux bras qui, ensemble, drainent une superficie de $1,34 \times 10^4$ km^2 avec un écoulement annuel moyen de $9,67 \times 10^9$ m^3, correspondant à près de la moitié des valeurs enregistrées durant la crue printanière. Le bassin hydrographique est en grande partie boisé, quelques petites zones seulement ayant été défrichées. Plusieurs usines de traitement du bois (pâte à papier et carton kraft) près de Newcastle et Chatham (Nouveau-Brunswick) rejettent dans l'estuaire des effluents particulaires et liquides.

L'estuaire est de formation géologique récente; il s'est développé dans des sédiments glaciaires érodés depuis la dernière transgression marine, il y a 3,5 à 4 ka environ (Howells et McKay, 1977). La profondeur de l'eau est maximale (15 m) dans des dépressions du lit de l'estuaire submergé, intermédiaire dans un bassin de 5 m de profondeur de la baie intérieure (fig. 14-17) et minimale (moins de 2 m) sur de vastes systèmes de deltas de marée montante du côté terrestre des îles barrières. Ces systèmes deltaïques ont été édifiés par des sables littoraux transportés, via les passes, par des processus liés aux courants de marée (Reinson, 1977).

Les marées sont de type diurne et semi-diurne (de type mixte), avec une amplitude moyenne d'environ 1 m à l'embouchure de la baie. L'estuaire de la Miramichi est en partie de type mixte : dérive d'eau saumâtre vers le large, près de la surface, du côté sud; contre-dérive d'eau plus saline vers le continent, près du fond, du côté nord, superposée à des courants de marée oscillatoires (Bousfield, 1955). Les apports annuels moyens d'eau douce, de 305 m^3/s, contribuent à maintenir une stratification légèrement à bien mélangée dans la baie intérieure et une forte stratification dans le chenal submergé. Au printemps, les apports d'eau douce peuvent être de six fois supérieurs à la moyenne annuelle (Ambler, 1976), ce qui a pour effet de limiter la pénétration du biseau salé à moins de 10 km en amont du chenal submergé. En été et en hiver, lorsque les apports d'eau douce diminuent à un niveau égal à 10 % de la moyenne annuelle, l'intrusion d'eau salée peut presque atteindre la limite de la marée, à quelque 40 km en amont de l'estuaire. Le mélange de l'eau sous l'effet du vent dans la baie intérieure peut être important, étant donné que la stratification de la salinité augmente de façon notable lorsque l'eau est recouverte de glace, de novembre ou décembre à avril.

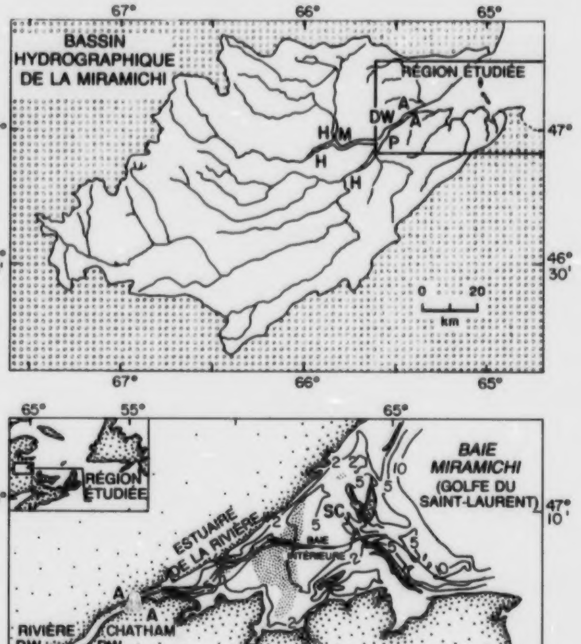


Figure 14-17. Bathymétrie de l'estuaire de la Miramichi montrant le bassin hydrographique, la limite de la marée (H), les zones de fond boueux (parties tramées du diagramme), le chenal de navigation (SC) et les sources de pollution : M = activités minières; P = usines de pâtes et papiers; DW = déchets domestiques; A = zones agricoles (d'après Willey et Fitzgerald, 1980; Philpott; 1978, Vilks et Krauel, 1982).

Cinq milieux sédimentaires différents peuvent être associés à la physiographie du système estuarien (Rashid et Reinson, 1979). Le chenal submergé, sinueux, contient des sédiments boueux sur son axe, et du sable sur les hauts-fonds et à l'intérieur de lobes de méandre. Dans le centre de la baie intérieure, les boues prédominent. Autour de celle-ci se sont déposés de la boue sableuse et du sable boueux, faisant place vers le large à des sables de delta de marée montante.

Le système d'îles barrières réagit fortement aux variations des apports sédimentaires et de la morphologie. Reinson (1977) a montré, à partir de données cartographiques historiques, que la formation des cordons littoraux était jadis causée par les courants littoraux plutôt que par les courants de marée, comme c'est le cas actuellement. De plus, la création d'un chenal artificiel à l'intérieur de la passe principale à la fin du XIX^e siècle avait favorisé le creusement d'un nouveau chenal à travers un haut-fond du delta de jusant, du côté marin du cordon.

Charge de matières polluantes

Pendant plus de deux siècles, l'économie de la Miramichi a reposé sur l'industrie forestière, d'abord sur le sciage du bois et ensuite sur la production de pâte à papier. Environ 18 200 tonnes de matières organiques solides, comprenant de l'écorce, des fibres de bois et des biosolides, ont été déversées annuellement dans le cours inférieur de la rivière Miramichi (Langley dans Philpott, 1978). Ce déversement, du même ordre de grandeur que l'apport naturel de sédiments en suspension dans le bassin versant de la Miramichi, équivaut à une charge de 240 290 tonnes (en 1976) de matières solides organiques en décomposition rejetées par des usines de pâte à papier dans les sédiments de l'estuaire. On a craint surtout que le dragage projeté de ces dépôts ne provoque un appauvrissement en oxygène dissous et une libération de substances toxiques dans l'eau.

D'autres charges organiques contenues dans les effluents municipaux de la région de Newcastle-Chatham (Nouveau-Brunswick) ont été jugées inoffensives en ce qui a trait au dragage, étant donné que les eaux d'égout étaient traitées et rejetées dans une rivière dont le débit devait assurer une dilution adéquate. Or, on a relevé la présence d'organohalogènes résiduels, utilisés comme pesticides (DDT) et comme agent de conservation du bois (PCP), dans le bassin versant de la Miramichi et dans le rivière elle-même. Ces produits chimiques persistants pourraient être une cause de mortalité chez les poissons et d'autres espèces fauniques, ou à tout le moins réduire leur capacité de reproduction, si ces produits étaient redistribués dans la colonne d'eau par le dragage des sédiments.

Avant 1972, des entreprises exploitant des mines de zinc, de plomb et de cuivre ont déversé des effluents contenant ces métaux en concentrations élevées dans le nord-ouest du réseau de la rivière Miramichi (Philpott, 1978). Du mercure a pu être déversé accidentellement par les usines de pâtes et papiers qui utilisaient des agents de blanchiment contenant des traces de ce métal.

Conclusions

Plusieurs études sédimentologiques ont permis d'évaluer la pollution possible des sédiments, de mieux comprendre les processus estuariens et de déterminer les possibilités de dragage et la stabilité du chenal maritime projeté. Ces études consistaient, entre autres, à faire l'analyse globale de la géologie marine du réseau de la Miramichi, notamment sous les aspects du cadre géologique, de la sédimentologie, de la géochimie, de l'océanographie et de la paléontologie.

Des profils sismiques corrélés avec des diagraphies (Howells et McKay, 1977) ont été utilisés pour mesurer l'épaisseur et la distribution des sédiments fins (boues) et plus grossiers (sables) reposant sur des matériaux glaciaires durs ou sur le substratum rocheux, et confirmer que le chenal maritime pouvait être dragué suivant la trajectoire proposée. L'analyse d'échantillons provenant de sondages a corroboré la présence de fibres de bois dans les sédiments estuariens (Philpott, 1978). Des concentrations élevées de Zn et de carbone organique dans les sédiments de fond ont confirmé l'état avancé de la contamination de la baie de Miramichi par rapport aux autres baies de la région de l'Atlantique au Canada (tableau 14-4). Comme ces concentrations de métaux dans les sédiments de surface étaient beaucoup plus élevées que les teneurs de fond mesurées en profondeur (15 cm) dans des carottes de la Miramichi, l'analyse des métaux en traces a révélé que des charges importantes ont été introduites dans les sédiments estuariens à une époque géologique récente (Willey et Fitzgerald, 1980), ce qui a dû se produire au cours des 200 dernières années, les 20 cm supérieurs de sédiments dans la baie intérieure renfermant du pollen caractéristique d'une agriculture de type européen (Schafer et al., 1977).

Deux associations de métaux en traces ont été relevées (Willey et Fitzgerald, 1980) dans la fraction des sédiments fins : une association inorganique de Mn, Pb, Zn et Cu totaux, probablement liée à des activités minières, et une association organique de Fe, Zn et Cu sous une forme extractible, probablement issue des effluents des usines de pâtes et papiers et des eaux d'égoût municipales. Les concentrations moyennes des métaux étaient plus fortes dans les sédiments fins de la rivière (695 µg/g Mn, 282 µg/g Zn, 32 µg/g Cu et 200 µg/g Pb), diminuant vers le large d'une proportion de 9 à 57 % dans les sédiments fins de la baie intérieure de l'estuaire de la Miramichi (Willey et Fitzgerald, 1980).

La distribution du carbone organique dans les sédiments superficiels correspond à celle des sédiments fins, bien que des concentrations anormalement élevées se retrouvent dans la fraction des sédiments grossiers, et que les concentrations sont généralement plus élevées dans les sédiments du chenal submergé que dans des sédiments de la baie intérieure de l'estuaire. Les matières organiques grossières à haute teneur en lignine proviennent de morceaux d'écorce et d'autres débris de traitement du bois. La quantité élevée de matières organiques dans tous les sédiments, de même que les différences de concentrations entre les sédiments du chenal et ceux de la baie, sont directement liées au déversement d'effluents par les usines de pâtes et papiers dans le haut estuaire. La composition isotopique du carbone organique (rapport $^{12}C/^{13}C$) et le rapport carbone-azote dans les sédiments, deux indicateurs de la présence de matières organiques terrestres, laissent supposer que des matériaux d'origine continentale sont la principale source des matières organiques de l'estuaire (fig. 14-18). Des matériaux organiques marins ne se rencontrent que près de l'embouchure de l'estuaire (Rashid et Reinson, 1979).

Des études paléontologiques ont corroboré la variabilité naturelle du système sédimentaire estuarien, à l'échelle de plusieurs années comme à l'échelle de plusieurs décennies, pendant la période d'accumulation de substances polluantes. Entre 1965 et 1975, la distribution horizontale des foraminifères dans les sédiments de surface est devenue plus complexe, du fait que deux nouvelles associations (association de cours inférieur de rivière et association de transition) se sont ajoutées aux associations d'origine (de rivière et de baie ouverte) (Scott et al., 1977). Selon une étude des variations sédimentaires et paléontologiques observées dans des carottes couvrant la période de 1860 à 1976, la présence d'espèces de foraminifères d'eaux peu salines et de zones de sédiments grossiers (vannés) est attribuable à des épisodes de fort débit de la rivière (Schafer et Smith, 1982). Il est également possible que des variations de la circulation des eaux de marée estuariennes, provoquées par des modifications des cordons littoraux et des passes, aient contribué aux variations observées dans les carottes de fond. Il semble donc se produire une oscillation ou un déplacement progressif de la qualité des sédiments de fond en fonction des fluctuations climatiques mineures et de l'effet combiné des processus physiques qui en résultent, comme les épisodes de fort débit de la rivière, ainsi que le colmatage et l'approfondissement des chenaux de marée, qui influent sur le régime de circulation des eaux profondes de l'estuaire.

La dynamique des matières particulaires en suspension est un important processus de transport, de dépôt et de remise en suspension de substances dans l'estuaire. Kranck (1976, 1981) a montré que de fortes concentrations de particules en suspension s'observent dans une zone à turbidité maximale dans la partie centrale de l'estuaire (fig. 14-19), caractérisée par une stratification de la densité, un écoulement bicouche et une turbulence. Les particules en suspension sont composées de minéraux détritiques, de cellules de plancton et de 26 à 87 % de matières organiques (% de perte au feu à la fig. 14-19) qui proviennent probablement, en partie, des effluents des usines de pâtes et papiers. La plupart des particules en suspension sont si petites que, en l'absence de floculation, elles seraient probablement transportées hors de l'estuaire. La floculation et le dépôt de sédiments en suspension très concentrés, et l'érosion du fond meuble instable, indiqué par la présence de grains grossiers dans les particules en suspension, sont probablement des processus simultanés et continus. Par conséquent, la circulation des eaux estuariennes a une action double : elle provoque le dépôt des particules dissoutes et particulaires dans l'estuaire lui-même et augmente la remise en suspension et la redistribution des matières provenant de la couche superficielle des sédiments.

Au terme d'une étude de deux ans sur le transport océanographique et géochimique, on a attribué les variations enregistrées dans les particules en suspension et les charges de métaux traces dissous (Fe, Mn, Al, Zn, Cu, Pb, Cd) à des différences d'apports en eau douce, de niveaux de marée et d'effets saisonniers (Vilks et Krauel, 1982; Buckley et Winters, 1983). L'étude océanographique a permis de montrer que la marée est un agent de première importance dans le processus de mélange des eaux de la Miramichi; l'apport moyen d'eau douce représente à peine 2 % de celui du prisme de la marée, qui est de 300×10^6 m^3. L'application d'un modèle de chasse du prisme de la marée a révélé que le temps de résidence nominal d'un contaminant pourrait se situer entre 17 et 43 cycles de marée pour des valeurs respectivement élevée (20^e percentile) et faible (80^e percentile) du débit

Tableau 14-4. Teneur en zinc et en carbone organique des sédiments de fond de la Miramichi et d'autres zones de l'Atlantique canadien (d'après Willey et Fitzgerald, 1980).

Zone	Sédiments	n	%CO	Zn(T)	Zn(A)	Sources
Miramichi, Nouveau Brunswick						Willey et Fitzgerald (1980)
	Fins	41	3,4	202	60	
	Grossiers	46	6,6	105	22	
	non différenciés	46	5,0	153	41	
Baie Placentia, Terre-Neuve	Boues	12	4,7	78	7	Willey (1976)
	Sables	6	1,4	55	4	
	non différenciés	28	3,4	74	6	
Fjord du Saguenay, Québec		13	3,31	130	14-29%*	Loring (1976)
Estuaire du St-Laurent		29	-	112	-	
Golfe du St-Laurent		71	-	84	-	
Baie des Chaleurs, Nouveau-Brunswick		24	1,52	97	22	Cranston et al. (1974b)
Canso, Nouvelle-Écosse		95	1,66	90	17	Cranston et al. (1974a)
LaHave, Nouvelle-Écosse		10	1,13	60	-	Cranston et al. (1975)

REMARQUES : n = nombre d'échantillons analysés; %CO = pourcentage de carbone organique dans les sédiments; Zn(T) = zinc total en ppm; Zn(A) = zinc extractible par acide faible en ppm (en % lorsque la valeur est accompagnée d'un *); - = aucune donnée publiée.

d'eau douce. En analysant les données géochimiques en regard du modèle de chasse de la marée, pour différentes étapes de l'infiltration de l'eau douce, on a calculé le temps de résidence et le taux de transport annuels des métaux traces labiles (facilement libérés) et particulaires (fig. 14-20a, b, c) dans tout l'estuaire de la Miramichi.

Les grandes variations (de plus d'un facteur de dix) de la concentration des particules en suspension et des métaux labiles sont fonction des apports en eau douce, des caractéristiques de la chasse du prisme de la marée et des interactions géochimiques au sein de l'estuaire. Bien que 70 % seulement des apports annuels de particules en suspension (86 500 tonnes) sortent du système estuarien, il sort davantage de Fe, Mn, Zn et Cu labiles qu'il n'en pénètre par la rivière. Le Fe excédentaire semble provenir de particules en suspension à la surface desquelles il était adsorbé. Quant aux quantités excédentaires de Mn, Zn et Cu, elles proviendraient d'une mince couche superficielle de boue de fond reposant dans le fond de l'estuaire de la rivière et de la baie intérieure. Comme la quantité annuelle de Pb et de Cd labiles exportée est moins élevée que la quantité reçue via la rivière, il ressort que les boues estuariennes constituent le principal piège de ces métaux.

Figure 14-18. Pourcentage de carbone organique d'origine continentale (non marin). Le diagramme met en évidence la variation de la concentration du carbone organique (d'après les compositions isotopiques), dans des échantillons contenant plus de 90 % de boue, en fonction de la distance des usines de pâte à papier (d'après Rashid et Reinson, 1979; Philpott, 1978).

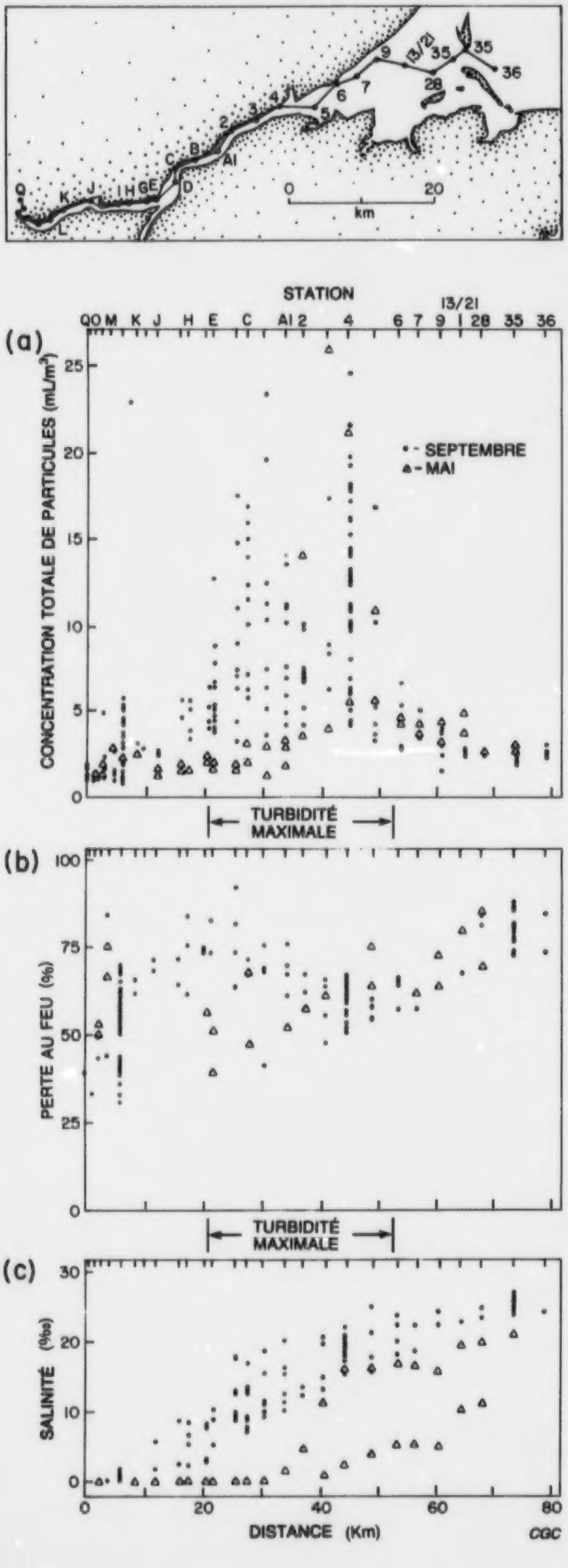
Au cours des crues printannières, qui durent en moyenne 39 jours, environ 85 % de la quantité annuelle de particules en suspension pénètrent dans l'estuaire par la rivière Miramichi. Pendant cette même période, de 30 à 55 % des apports annuels en Fe, Mn, Zn et Cu labiles pénètrent dans le système. Une grande partie de ces apports printanniers de particules et de métaux en suspension est temporairement stockée dans l'estuaire avant d'être chassée à l'extérieur pendant le reste de l'année. En raison des grandes variations des concentrations de métaux en fonction des saisons et de la marée, il est impératif de faire des observations pendant un cycle annuel complet pour évaluer avec précision le flux en provenance d'un estuaire ou pour déterminer les répercussions d'une pollution causée par une rivière ou un estuaire contaminé, comme c'est le cas de la Miramichi. Le dragage et les travaux de construction exécutés à différentes périodes de l'année ont pu avoir des effets très différents selon l'ampleur saisonnière des processus estuariens.

Des études géotechniques effectuées en rapport avec le chenal de la Miramichi (Landva, communication personnelle, 1976; Willis dans Philpott, 1978) avaient montré que la rupture et la reptation des berges étaient des agents importants du remblayage des chenaux dragués. Aussi a-t-on atténué la pente latérale du chenal, afin de minimiser le dragage. Le contrôle des propriétés physiques et la modélisation de l'érosion des boues de fond de la Miramichi par les vagues et les courants n'ont pas donné de résultats concluants, pas plus que d'autres études semblables visant à évaluer ailleurs l'érosion des sédiments cohésifs (Willis, 1977).

Paramètres conceptuels et effets des opérations de dragage

Si l'élargissement du chenal maritime visait d'abord et avant tout à assurer une navigation et des manoeuvres sûres, d'autres facteurs importants ont été pris en considération pour en minimiser les répercussions néfastes sur l'environnement (Philpott, 1978). Entre autres facteurs, il fallait choisir un tracé susceptible de limiter la quantité de sédiments à draguer, l'orienter dans la direction naturelle de l'écoulement afin de réduire la remise en suspension des sédiments de fond, et atténuer autant que possible l'intrusion d'eau salée ou le niveau de turbidité dans l'estuaire. L'opération de dragage a été échelonnée de façon à réduire les répercussions sur le cycle biologique des stocks de poissons dans l'estuaire. Lorsqu'il s'avérait nécessaire d'excaver des sédiments superficiels très pollués, les découpes devaient être d'une épaisseur suffisante pour réduire la concentration moyenne des matières polluantes dans les matériaux dragués, par l'inclusion de sédiments sous-jacents non pollués. On a recommandé l'emploi d'appareils et de techniques de dragage causant le moins de perturbation possible, et l'emplacement des zones de décharge a été choisi de manière à ne pas affecter les ressources halieutiques et à minimiser la redistribution des sédiments.

En 1981, trois dragues ont déplacé environ 3,3 millions de mètres cubes de matériaux et, en 1982, une drague a extrait 1,3 million de mètres cubes supplémentaires de sédiments dans le chenal maritime de 58 km de long dans l'estuaire de la Miramichi. La profondeur du chenal est ainsi passée de 5 à 7,6 m. Environ la moitié de ces matériaux a été jetée dans la baie intérieure et le reste dans deux



décharges, l'une située dans la rivière et l'autre, dans la baie Miramichi. Une étude de la qualité de l'eau, des sédiments et du biote réalisée de 1981 à 1984 (MacLaren Plansearch, 1985) a révélé que, malgré les précautions susmentionnées, le dragage a eu certains effets non prévus. Dans les tissus des moules, des huîtres et des crabes, dans tout le fond de la baie intérieure, la teneur en Cd a été en 1982, pendant une courte période, de 20 fois supérieure à la concentration normale. Cette augmentation a été associée à un découplement de la concentration dans les particules en suspension autour du site du dragage principal effectué à l'automne de 1981, et à la présence d'une couche étendue de floculation à la surface des sédiments dans la baie intérieure en 1982. Comme les particules en suspension contenaient du Cd, on en a déduit que le trop-plein des dragues (environ 15 % du volume dragué) s'est d'abord déposé dans la rivière, pour être ensuite disséminé dans toute la baie intérieure au printemps de 1982. Ces sédiments ont finalement été transportés hors de la baie après environ un an. Le biote benthique a donc été contaminé de Cd en 1982, après que le matériau se fut déposé au fond de la baie. Cette situation corrobore les conclusions énoncées antérieurement, selon lesquelles les concentrations en métaux varient largement et sont fonction des fluctuations saisonnières et des interactions géochimiques qui se produisent dans l'estuaire. Cependant, des concentrations aussi élevées de particules en suspension n'avaient pas été prévues sur les lieux du dragage, même si l'on s'attendait à une mise en suspension d'une certaine proportion des particules aux sites de décharge.

Le suivi exécuté depuis a révélé qu'une partie des matériaux de dragage a été remobilisée. Le sable propre déposé dans une partie du lit de la rivière, probablement par remplissage naturel, a montré des indices d'érosion (vannage). De plus, des taux élevés de resédimentation postérieure à la décharge, atteignant jusqu'à 20 cm/a, ont été mesurés à l'ouest du site de décharge dans la baie intérieure; ils indiquent que ces matériaux de dragage ont été vannés par un contre-courant de fond estuarien. Ce déplacement de sédiments n'avait pas été prévu dans les études préalables au dragage, peut-être en raison de la difficulté de prévoir l'affouillement du fond dans des conditions créées par l'action combinée des vagues et des courants, mais il est prévisible compte tenu de ce que l'ont sait de la circulation dans l'estuaire de la Miramichi.

LA ZONE EXTRACÔTIÈRE

Introduction

Des phénomènes géologiques très divers posent des problèmes pratiques sur les plates-formes et les talus continentaux, et dans les zones profondes situées au large de la côte Est et du Nord canadiens. Ils affectent depuis longtemps l'industrie de la pêche, la défense, l'industrie

Figure 14-19. Variation de la concentration totale des particules en suspension (a), la fraction organique des particules exprimée en pourcentage de perte au feu (b) et de la salinité (c), le long de l'estuaire de la Miramichi. Les diagrammes situent la zone de turbidité maximale à une distance de 20 à 50 km en aval de la limite d'intrusion de l'eau salée (d'après Kranck, 1976, 1981; Philpott, 1978).

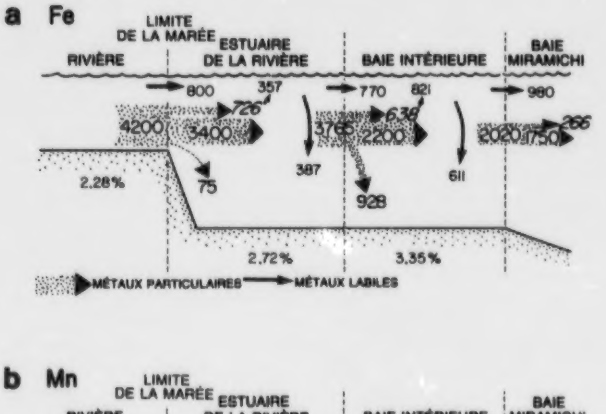


Figure 14-20. Modèles schématiques du transport et de l'interaction des particules et des métaux labiles dans l'estuaire de la Miramichi : les volumes transportés de Fe, Mn et Zn sont exprimés en tonnes par année. La concentration des métaux dans les boues fines de fond est indiquée en pourcentage. Les chiffres obliques représentent des tonnes par année de métaux potentiellement réactifs (tiré de Buckley et Winters, 1983).

maritime et l'élimination des déchets dans les eaux côtières peu profondes et, depuis plus récemment, l'exploration pétrolière et gazière. Dans l'avenir, ces phénomènes pourraient constituer des obstacles à la mise en valeur de l'énergie marémotrice, à l'exploitation des gisements extracôtiers d'hydrocarbures et de minéraux, à l'installation des pipelines et des câbles de transport d'électricité, aux communications, à la construction des chaussées sur digue et des tunnels, et peut-être aussi à l'entreposage des déchets radioactifs. Les phénomènes à considérer sont, notamment, le déplacement des figures sédimentaires sur le fond et l'affouillement par les courants; les séismes; la stabilité des matériaux du fond marin sous charge et sur des versants; les problèmes créés par la présence de blocs et de conditions de surpression au cours des forages; la dégradation des hydrates de gaz et l'ascension des gaz, près de la surface et en profondeur; et l'affouillement par les icebergs. Ces phénomènes peuvent être divisés en deux catégories : ceux qui sont dus à des processus qui continuent à s'exercer, comme l'affouillement glaciel, et ceux qui sont dus à l'histoire géologique de la région, comme la surpression et la présence de couches de blocs. Dans les deux cas, la solution des problèmes qu'ils engendrent est facilitée par une analyse des causes géologiques.

Parmi toutes les régions extracôtières, ce sont les plates-formes continentales qui sont les mieux connues, particulièrement la plate-forme Néo-Écossaise, où ont été concentrées jusqu'ici les activités subocéaniques liées à la recherche du pétrole et du gaz, à la pêche, à la défense et à la recherche océanographique. Il y a plus de 20 ans, L.H. King et ses collègues entreprenaient la cartographie géologique régionale de la plate-forme. Le fruit de leurs travaux constitue le cadre général dans lequel on tente actuellement de généraliser les répercussions probables des projets industriels sur le fond marin (King, 1980; King et Fader, 1986). Ce cadre général, fondé en grande partie sur la morphologie de la plate-forme et la stratigraphie des sédiments, a été étendu, avec quelques modifications, à la presque totalité de la marge continentale de l'Est du Canada (décrite au chapitre 10). La morphologie du fond marin et les faciès sédimentaires des unités, conditionnés par leur histoire géologique et par les effets des processus actuels comme l'activité sismique, l'action des vagues et des courants, et la stabilité actuelle de la plate-forme (voir les chapitres 10 et 11).

Peu de projets industriels ont lieu actuellement sur le talus continental, sur le glacis ou dans la zone abyssale au large de côte Est du Canada. Quelques puits seulement ont été forés au large des plates-formes, et ce n'est probablement que dans plusieurs années que l'on saura s'il est possible d'exploiter du pétrole ou du gaz dans ces régions. À en juger par le temps que L.H. King et ses collègues ont mis à compléter leurs travaux sur la plate-forme Néo-Écossaise, il faudra au moins dix ans pour que les connaissances sur la géologie régionale et les processus s'exerçant sur le talus et le glacis soient suffisamment avancées pour planifier toute activité d'exploitation. Les principaux obstacles géologiques à la mise en valeur de la marge continentale seront vraisemblablement l'instabilité des sédiments sur les pentes, provoquée dans certains cas par des séismes. Le déplacement des figures sédimentaires à la surface du fond marin, déclenché par le sous-courant occidental côtier (Carter et Schafer, 1983), par exemple, de même que les « tempêtes » de mer profonde (Hollister et McCave, 1984) pourraient bien constituer des dangers, mais il existe peu de renseignements à cet égard, du moins en ce qui concerne la marge continentale canadienne. Ce n'est que depuis les années 80 que l'on a accès à une technologie permettant d'acquérir une connaissance détaillée du talus et du glacis continentaux. Ainsi, il n'est possible, pour l'instant, de donner qu'une idée générale des problèmes susceptibles de se poser dans ces zones marines.

Une connaissance approfondie du fond marin en zone extracôtière est loin d'être acquise, bien que l'on y ait déjà installé des câbles de communication et que, localement,

des analyses aient été faites pour déterminer le potentiel d'extraction des nodules de manganèse et les possibilités d'entreposage de déchets radioactifs et chimiques.

Depuis 1966, le fond marin a surtout été étudié dans le cadre des travaux d'exploration et des plans de production de l'industrie pétrolière. Les obstacles géologiques à ces activités feront l'objet des sections suivantes. On distingue les problèmes qui se posent surtout au cours du forage, et les problèmes susceptibles d'affecter les structures installées sur le fond marin et servant principalement à la production d'hydrocarbures. La première section traite des problèmes posés par la présence de blocs, la surpression et les hydrates de gaz. La deuxième décrit la stabilité du fond marin sous charge et, ensuite, traite des effets causés par la présence de dépressions coniques (pockmarks) et de gaz de subsurface, par l'érosion et l'ensablement, par l'affouillement glaciel, par l'activité sismique et par l'instabilité des pentes. Des exemples choisis (études de cas ou expériences) illustrent les différents problèmes exposés. Des contraintes géologiques affectent également les grands projets industriels extracôtiers, dont il ne sera question que brièvement dans le présent document. Ce sont notamment la planification et la conception de plates-formes et de pipelines pour la production du gaz du champ Venture, sur la plate-forme Néo-Écossaise, d'une structure à embase-poids pour l'exploitation du champ Hibernia, sur les Grands Bancs de Terre-Neuve, de barrages d'usines marémotrices destinés à la production d'électricité dans la baie de Fundy, et d'un ouvrage devant relier l'Île-du-Prince-Édouard et le Nouveau-Brunswick par le détroit de Northumberland.

Obstacles au forage

Couches de blocs

N.J. McMillan

Des blocs et des galets mis en place par un transport glaciel ou glaciaire ont sérieusement entravé les opérations de forage sur la plate-forme du Labrador et sur Le Banquereau, au large de la Nouvelle-Écosse. On sait qu'une installation de forage doit d'abord « creuser un trou » dans lequel est inséré un tubage de surface. Or, dans cette région, des blocs et des galets ont coincé l'outil de forage, causant la rupture du train de tiges; il est arrivé aussi que des blocs tombent dans un trou qu'on était en train d'élargir, posant des problèmes pour la réinsertion du tubage. Aucune solution générale n'a encore été trouvée aux problèmes de ce genre qui surgissent au large du Labrador. Sur Le Banquereau, néanmoins, des blocs ont été détectés dans des chenaux associés à ce qui pourrait être une avancée glaciaire de la fin du Wisconsinien (chapitre 10). Cette découverte laisse entrevoir des possibilités de prévoir dans quelles zones des problèmes de ce genre risquent de se présenter.

Des problèmes de forage dus à la présence de blocs se sont posés au puits Leif P-38, le premier puits d'exploration foré dans la partie nord-est du banc Hamilton, sur la plate-forme du Labrador, en 1971 (Murray et McMillan, 1982). Au cours du forage d'un trou de gros diamètre (914 mm) dans lequel a été inséré un tubage de surface, le trépan a buté sur des blocs et des galets qui ont coincé l'outil de forage et fracturé le train de tiges; la plaque de base a perdu son niveau. Le navire de forage le TYPHOON a tenté par quatre fois de forer un trou obstrué par un bloc de 2,4 m; le trou a été abandonné au bout de 21 jours de vains efforts. Le puits Leif E-38 (voir fig. 1, en pochette), en revanche, a pu être foré à 900 m au sud du premier emplacement, malgré la présence de blocs qui ont aussi causé des problèmes. Le dragage et des observations faites à bord du submersible le PISCES ont permis de constater que le fond marin, au voisinage du puits, est jonché de blocs de granite, de diorite et de quartzite de 25 à 50 cm de diamètre, d'origine probablement glaciaire ou apportés par des glaces flottantes.

Puis ce fut une longue série de déboires (Murray et McMillan, 1982). Entre 1971 et 1982, le forage de 8 des 29 puits situés au large de la plate-forme sud-est de Baffin et sur la plate-forme du Labrador a été retardé à cause de la présence de blocs près de la surface, ce qui s'est traduit par la perte de 74 jours de forage au total. En 1979, au puits Hekja A-72 (les emplacements des puits extracôtiers sont indiqués à la figure 1, en pochette), le navire de forage le BEN OCEAN LANCER a dû interrompre ses opérations, à cause de la présence de blocs et de forts courants, après dix essais de forage, avant même l'installation des tubages.

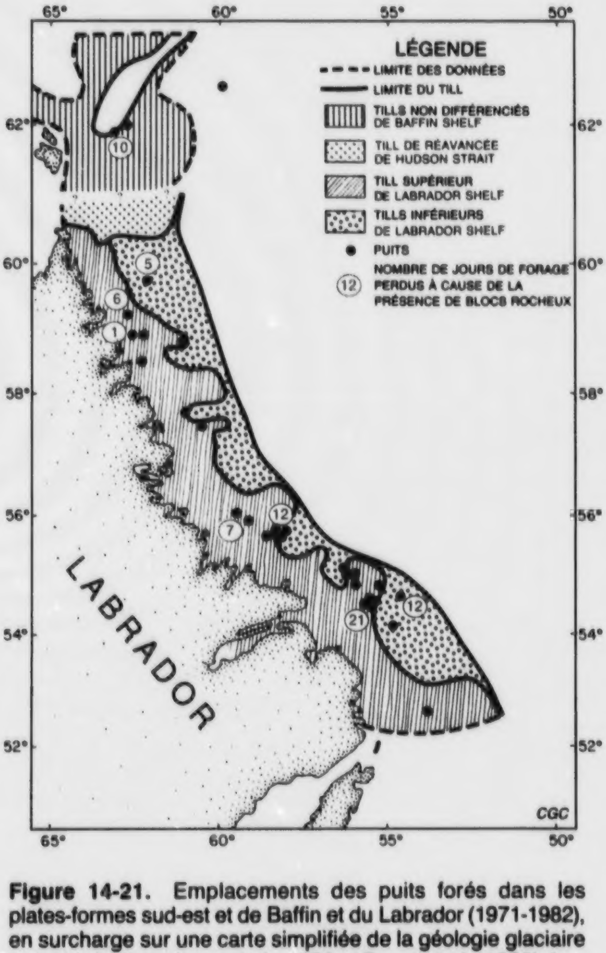


Figure 14-21. Emplacements des puits forés dans les plates-formes sud-est et de Baffin et du Labrador (1971-1982), en surcharge sur une carte simplifiée de la géologie glaciaire (adapté de Josenhans et al., 1986 et Praeg et al., 1986). Les jours de forage perdus en raison de la présence de blocs rocheux sont de Murray et McMillan (1982).

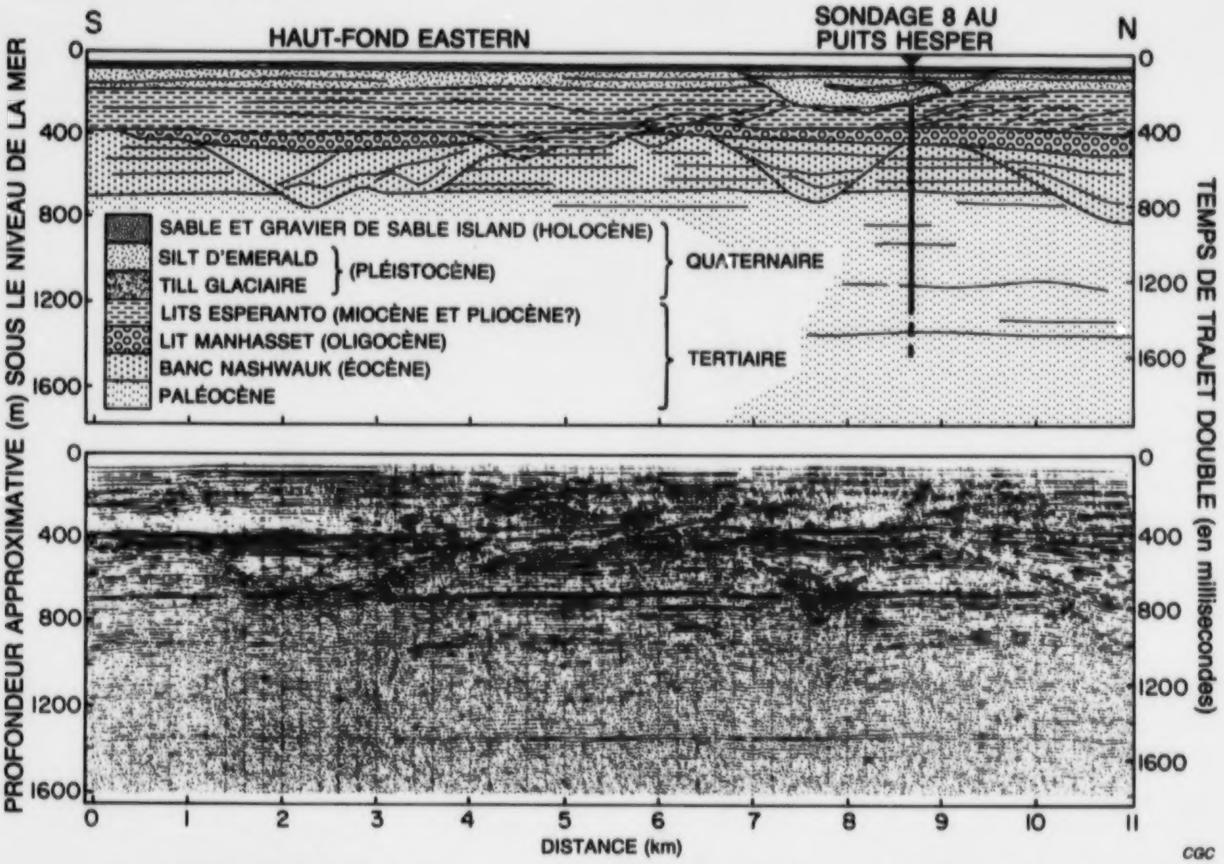


Figure 14-22. Profil sismique du Banquereau présentant la trace du sondage 8 foré dans la zone du puits Herper P-52, montrant un chenal enfoui avec des blocs rocheux dans le till glaciaire (Amos et Knoll, 1987). L'emplacement du puits est indiqué à la figure 1 (en pochette).

ges. Il semble difficile pour l'instant de dégager des conclusions générales sur la distribution géographique des blocs et des galets, la profondeur d'eau à laquelle ils se trouvent, l'épaisseur des couches de blocs ou l'épaisseur des sédiments superficiels non lithifiés. En effet, la distribution des blocs semble très variable. Cependant, certains sites où le forage a été interrompu se trouvent dans la partie externe de la plate-forme, dans des zones où le matériau sous-jacent n'est composé que d'anciens tills de l'unité 3a définie par Josenhans et al. (1986) (voir le chapitre 10 et la figure 14-21). Le dépôt des blocs pourrait donc être associé en grande partie à une glaciation du milieu du Wisconsinien ou à une glaciation antérieure.

Le forage a été entravé sur Le Banquereau (plate-forme Néo-Écossaise), dans des zones où des blocs ont été trouvés dans des chenaux enfouis. Les trains de tiges sont restés coincés dans le puits Hesper I-52 (fig. 1, en pochette), causant des retards évalués à plusieurs millions de dollars (C.L. Amos, communication personnelle, 1986). Des analyses géologiques ont montré que la présence de blocs se limite à la base d'un chenal associé à une avancée glaciaire du Wisconsinien tardif (voir chapitre 10, et Amos et Knoll, 1987); il serait donc utile de mettre au point des modèles de faciès sédimentaires permettant de prévoir, avant le forage, les problèmes associés à la présence de blocs (fig. 14-22).

La mise au point de modèles géologiques facilitera la solution de ces problèmes. La détection de blocs individuels dans la subsurface n'est pas encore possible, mais on peut espérer reconnaître des tills contenant des blocs au moyen de levés de sismique-réflexion. Les progrès accomplis dans le domaine de la cartographie acoustique subocéanique (Guigne, 1986) sont de bon augure.

Surpressions

V.H. Noguera, J.A. Wade, K.D. McAlpine et J.S. Bell

Les pressions existant dans une formation géologique peuvent être supérieures ou inférieures à la pression hydrostatique normale et, dans certaines circonstances, rendre la recherche et l'exploitation des hydrocarbures dangereuses. Des pressions supérieures à la pression hydrostatique sont appelées « surpressions ».

Un état de surpression existe lorsque, à une profondeur donnée, des fluides de formation se trouvent à une pression supérieure à celle exercée par une colonne

d'eau de longueur égale à cette profondeur et contenant 80 000 ppm de matières solides dissoutes totales (Dickinson, 1953).

Par définition, le gradient hydrostatique normal de cette colonne de fluides est égal à 10,52 kPa/m. Un gradient de pression supérieur à cette valeur est tenu pour anormal et indique un état de surpression. Pour que des conditions de surpression puissent exister en permanence, les fluides en surpression doivent être séparés des fluides sous une pression normale par des couches qui en limitent l'écoulement. Ces couches sont notamment composées de sel, d'anhydrite, de shale et de grès imperméable ou de roche carbonatée. Ces unités rocheuses doivent avoir un degré d'imperméabilité tel que l'équilibre des fluides y est retardé temporairement ou en permanence à l'échelle des temps géologiques; il est important de prévoir leur présence et leur distribution pour être en mesure de localiser des zones de surpression. Divers mécanismes ont été proposés pour expliquer la formation des surpressions : enfouissement rapide, diagenèse des argiles, formation d'hydrocarbures, formation de pressions aquathermiques ou osmotiques et compression tectonique (Bradley, 1975).

Zones de supression, de la plate-forme du Labrador aux Grands Bancs de Terre-Neuve

Dans plusieurs régions sédimentaires majeures de la marge continentale de l'Est du Canada, on a observé des conditions de surpression. Dans la plate-forme du Labrador, des surpressions modérées ont été relevées localement à une profondeur dépassant 2 500 m au puits Indian Harbour M-52. Des surpressions modérées ont aussi été enregistrées au puits Pothurst P-19, également dans la plate-forme du Labrador. La roche étanche semble constituée de shales du Tertiaire, et le mécanisme à l'origine des surpressions pourrait être l'enfouissement rapide de ces shales au cours du Tertiaire tardif. Des gradients de surpression encore plus élevés, de 60 % supérieurs au gradient hydrostatique normal, ont été observés à une profondeur dépassant 3 600 m au puits Bonavista C-99, sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve.

Des surpressions ont aussi été enregistrées dans plusieurs puits forés dans le bassin de Jeanne d'Arc, sur les Grands Bancs de Terre-Neuve. Les huit premiers puits de découverte dans ce bassin, incluant l'immense champ pétrolier Hibernia, ont été forés dans une section en surpression, et le forage de trois de ces puits a dû être interrompu plus tôt que prévu, les pressions de formation s'étant approchées dangereusement de la limite de tolérance des obturateurs anti-éruption. Les zones de surpression sont surtout localisées au-dessous d'un shale imperméable épais situé au sommet du Jurassique. Le gradient de pression est d'environ 31 kPa/m dans la zone de surpression, soit presque le triple du gradient hydrostatique, à cause d'une expansion volumétrique causée par des augmentations de température et la formation d'hydrocarbures. La zone de surpression est caractérisée par des shales sous-compactés; le mécanisme responsable des surpressions, dans ce cas, est un enfouissement rapide des shales avec une certaine déshydratation des boues déposées antérieurement. On trouvera au chapitre 6 des renseignements supplémentaires sur les zones de surpression dans le bassin de Jeanne d'Arc.

Zones de surpression dans la plate-forme Néo-Écossaise

En ce qui concerne la plate-forme Néo-Écossaise, les opinions diffèrent sur la cause de la grande étendue des régimes de surpression, dans lesquels on observe localement des surpressions très élevées au sein de grès très poreux. Drummond (1986) attribue la surpression à des déséquilibres de compaction et, selon lui, les roches réservoirs dans le champ Venture ont été scellées à un stade précoce, préservant une porosité plus élevée que la normale et forçant les fluides interstitiels à supporter une grande partie de la charge des terrains de couverture. Cependant, des études réalisées par Rodrigue et Meloche (1985) indiquent que les séquences en surpression sont normalement compactées, de sorte que la surpression serait un phénomène relativement récent, directement lié à la formation d'hydrocarbures. De plus, des études pétrographiques récentes (Noguera, 1987) révèlent que la porosité actuelle des grès est en grande partie secondaire, attribuable à un lessivage diagénétique profond de ciment carbonaté. Selon les études les plus récentes, la cause de la surpression serait non pas l'enfouissement rapide ou la diagenèse des shales, mais la formation récente de gaz dans un système fermé. La roche étanche est constituée d'une série de couches de shales imperméables interstratifiées et d'unités de grès et de calcaires compactes. Les zones en surpression se trouvent à des profondeurs variant entre 2 740 et 4 500 m dans certains puits forés en aval-pendage de la charnière du bassin Néo-Écossais (carte 1706A, en pochette). La zone de pression anormale la plus étudiée est celle du champ Venture, où les gisements de gaz sont contenus dans des réservoirs de grès en surpression du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur.

La figure 14-23 montre un diagramme de pression-profondeur de la roche réservoir pour cinq puits forés dans le champ Venture. Un gradient de pression géostatique de 22,62 kPa/m et un gradient hydrostatique normal de 10,52 kPa/m définissent respectivement les limites supérieure et inférieure des zones de surpression. À partir du début des zones de surpression, entre 4 497 m et 5 710 m environ, les pressions augmentent en trois phases distinctes, qui définissent clairement une zone de transition, une zone de gradient de pression faible et une zone de pression très élevée. Cette zone de surpression mesure plus de 1 200 m d'épais, et sa base n'a pas encore été atteinte.

La zone de transition (au-dessus de 46 375 kPa) est interprétée comme une zone d'écoulement ascendant des fluides interstitiels, étant donné que les fluides en surpression tendent vers un équilibre hydrostatique en se déplaçant vers la zone de pression normale sus-jacente. Cette migration ou « fuite » doit se produire dans des conditions hydrodynamiques restreintes, probablement imposées par la présence de couches semi-perméables à l'intérieur et au-dessus de la zone de transition. Ces couches jouent le rôle de roches étanches imparfaites qui limitent l'écoulement ascendant des fluides interstitiels à l'intérieur de la zone de surpression et, à l'extérieur de celle-ci, en direction de la zone de pression normale. Dans la région du champ Venture, on ne s'attend pas à trouver des couches imperméables (roches étanches parfaites), étant donné que ce type de couverture contrecarre tout mouvement ascendant des fluides, donc entrave la formation d'une zone de transition.

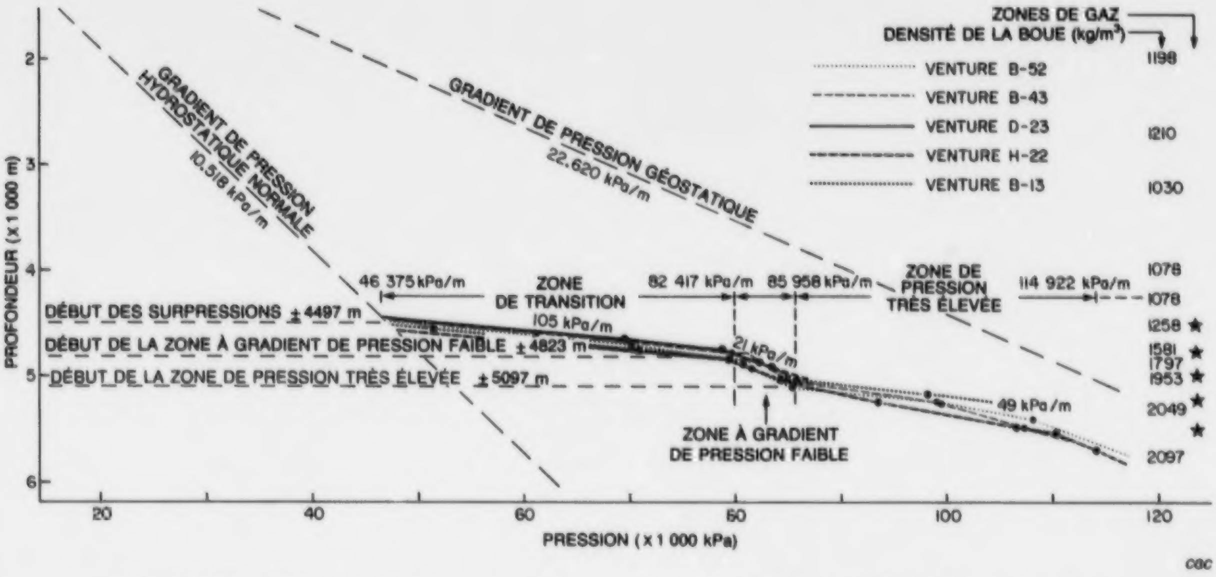


Figure 14-23. Diagramme de la pression (kPa) en fonction de la profondeur (m) de la roche réservoir dans cinq puits du champ Venture, dans la plate-forme Néo-Écossaise.

En réalité, les surpressions dans le champ Venture commencent à se former par une cascade de légères augmentations de pression, comme l'indiquent des études de la Mobil Oil Canada Ltd. (K.J. Drummond, communication personnelle, 1984) et des données sur la masse volumique des boues de forage. En général, la zone de pression hydrostatique dans les puits Venture est forée avec des boues dont la masse volumique varie entre 1 078 et 1 200 kg/m³. Au début de la zone de surpression, et à travers la zone de transition, la masse volumique des boues est graduellement augmentée de 1 258 à 1 581 kg/m³ (fig. 14-23). Ces augmentations modérées de la masse volumique des boues se sont avérées efficaces pour contrer l'augmentation graduelle des pressions des fluides interstitiels au sein de cet intervalle.

La zone de gradient de pression faible (21 kPa/m) est interprétée comme un ensemble de roches réservoirs perméables reliées entre elles. L'absence de chute de pression dans cette zone rend improbable une fuite accrue des fluides interstitiels. La zone de pression très élevée, au-dessous, représente un intervalle de « surpression dure » (Fertl, 1976), où le gradient de pression plus raide indique la présence de couches semi-perméables. Cette zone de surpression dure se trouve dans une partie à prédominance shaleuse de la séquence lithologique. Dans le champ Venture, les pressions les plus fortes ont été enregistrées à l'intérieur de cette zone; par conséquent, il s'agit de la zone qui présente les plus grands dangers pour les travaux de forage. Les pressions interstitielles dans cette zone se rapprochent de la limite supérieure imposée par la pression géostatique, mais sans jamais l'atteindre tout à fait (fig. 14-23). À une profondeur de 5 710 m dans le puits Venture H-22, les pressions ont atteint 114 922 kPa, soit la pression maximale enregistrée avant 1986 dans le champ Venture. Pour faire face à ces surpressions, il a fallu utiliser des boues de masse volumique variant entre 2 049 et 2 097 kg/m³.

Problèmes et pronostics

Le système de surpression a provoqué, dans le bassin Néo-Écossais, deux éruptions. Dans un rapport de l'Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada (Canada Oil and Gas Lands Administration (COGLA), 1984, 1985a), on apprend que le 22 février 1984, le puits Uniacke G-72, situé à 20 km au nord de l'extrémité est de l'île de Sable, et foré avec la plate-forme semi-submersible VINLAND, a atteint des formations de pression anormale contenant du gaz naturel avec condensat, dans des zones situées au-delà de 5 190 m de profondeur. La partie inférieure du puits avait fait l'objet d'un essai d'écoulement et avait été présumément colmatée, et l'on se préparait à tester les zones supérieures contenant un fluide à pression normale, quand le puits a fait éruption. Plusieurs bris mécaniques se sont ensuite produits, faisant perdre la maîtrise du puits et forçant l'évacuation immédiate de la plate-forme. Il a fallu dix jours après l'incident initial pour parvenir à maîtriser le puits. Le deuxième incident est survenu en septembre 1984, au puits West Venture N-91 (COGLA, 1985b). Pendant les préparatifs des essais, une arrivée de gaz dans la tige de forage a forcé l'équipage à mettre fin à l'opération et à évacuer la plate-forme auto-élévatrice ZAPATA SCOTIAN. L'accumulation ultérieure de pressions très élevées dans le puits a fait éclater le tubage, permettant au gaz et à l 'eau de mer contenus dans des formations profondes de s'écouler vers des formations sus-jacentes à faible pression. Cette éruption « souterraine » a été finalement circonscrite en juin 1985.

À l'heure actuelle, il n'existe pas de projets visant à extraire du gaz de cette zone de pression très élevée, que ce soit à West Venture ou dans le champ Venture lui-même. Il existe un fort risque de bris mécaniques dans cette zone, comme cela s'est produit dans le puits West Venture N-91, ce qui limite considérablement la mise en valeur des roches réservoirs profondes en surpression dure. L'exploitation

sûre des roches réservoirs situées dans les zones de transition et la zone de gradient de pression faible est à la portée de la technologie actuelle, et un projet en ce sens est en voie d'élaboration pour les champs Venture et Thebaud. L'exploitation de ces champs pourrait faire détendre la zone de pression très élevée, et donner accès en toute sécurité aux roches réservoirs qui s'y trouvent.

Hydrates de gaz

A.S. Judge, I.G. Jones et C.F.M. Lewis

Les hydrates de gaz sont des composés de gaz naturel et d'eau analogues à la glace. Ces substances solides sont stables à basse température (fig. 14-24) mais peuvent se dissocier au contact de la chaleur libérée, au cours du forage ou des opérations de production d'hydrocarbures, par la circulation de fluides de forage ou d'hydrocarbures relativement chauds. La décomposition des hydrates produit habituellement un volume important de gaz et cause une augmentation importante de la pression et la gazéification des boues dans le trou de forage. La fonte des hydrates autour du puits peut laisser le tubage sans support, augmentant les risques d'éruption (Davidson et al., 1978; Goodman et Franklin, 1982; Marine Board, 1982).

Composition et stabilité des hydrates

Les hydrates de gaz sont des réseaux cubiques réguliers de molécules d'eau possédant des liaisons hydrogène. Ces réseaux contiennent des vides suffisamment larges pour recevoir des molécules de gaz naturel, contrairement à la glace d'eau ordinaire, qui se cristallise en un réseau hexagonal dont les chambres sont trop petites pour admettre toute molécule plus grosse que l'hydrogène ou l'hélium. Les hydrates présentent une structure cristalline différente selon le gaz hôte. Une des structures, par exemple, contient de petites molécules de gaz telles que le méthane ou l'éthane, tandis qu'une seconde contient des molécules plus grosses, comme le propane et l'isobutane. L'hydrate de méthane est probablement l'hydrate le plus commun dans la nature. Des hydrates massifs ont été récupérés dans le cadre du Deep Sea Drilling Project (projet de forage en eau profonde), dans la fosse de l'Amérique centrale, au large de la côte ouest du Guatemala, et dans le plateau Blake (Bahamas), au large de la côte Est de l'Amérique du Nord (Kvenvolden et Barnard, 1982; Kvenvolden et McDonald, 1983). Des hydrates contenant des hydrocarbures plus lourds s'observent dans le golfe du Mexique (Davidson et al., 1986). Ces dépôts sont souvent associés à des indices de pétrole dans des sédiments marins.

La stabilité des hydrates de gaz varie beaucoup en fonction de la température et de la pression (fig. 14-24); à faible pression, elle est largement tributaire de la température, tandis qu'à haute pression, elle dépend davantage de la pression. Elle est également associée à la composition du gaz. Par exemple, un hydrate de propane ou d'isobutane est stable à des pressions beaucoup plus basses qu'un hydrate de méthane. Des composés communs, comme le bioxyde de carbone ou le sulfure d'hydrogène font augmenter la température de formation des hydrates, tandis que la présence de sels dissous, d'azote ou de gaz rares dans l'eau de formation ou le gaz naturel la font diminuer (fig. 14-24).

Les hydrates se forment de préférence dans des zones aux températures du subsurface basses, comme les terres à pergélisol de l'Arctique où les températures annuelles sont inférieures à 0°C, et dans les zones où de basses températures se conjuguent à des pressions élevées, comme sur les grands fonds marins (Judge, 1982). Comme les températures de l'eau de fond sont généralement basses (par ex. entre 0 et -1,8°C) dans les chenaux arctiques et sur la plate-forme continentale du nord-est du Canada jusqu'aux Grands Bancs de Terre-Neuve, au sud, et comme elles ne dépassent guère + 5°C à de plus grandes profondeurs (Collin et Dunbar, 1964; Grant, 1968; Worthington et Wright, 1970; Muench, 1971; Lemon et Fissel, 1982; Melling et al., 1984), des hydrates de méthane dans la croûte océanique seraient théoriquement stables à toute profondeur d'eau dépassant environ 200 m (fig. 14-24) au large de la côte, au nord et au nord-est du Canada. Au large de la côte sud-est du Canada, au sud de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve et, en particulier, dans la partie supérieure du talus Néo-Écossais, où les températures de l'eau de fond sont plus chaudes (Fuglister, 1960; Mann et al., 1965), il faut s'attendre à trouver un milieu moins favorable au maintien des hydrates de gaz.

L'augmentation de la température sous le fond marin, due au flux et au gradient géothermiques, est le principal facteur déterminant de la profondeur de formation des hydrates dans le sous-sol marin (Judge, 1982). En supposant un gradient géothermique de 26 mK/m, par exemple, des hydrates de méthane pourraient, selon les prévisions du modèle, s'établir à des profondeurs subocéaniques de

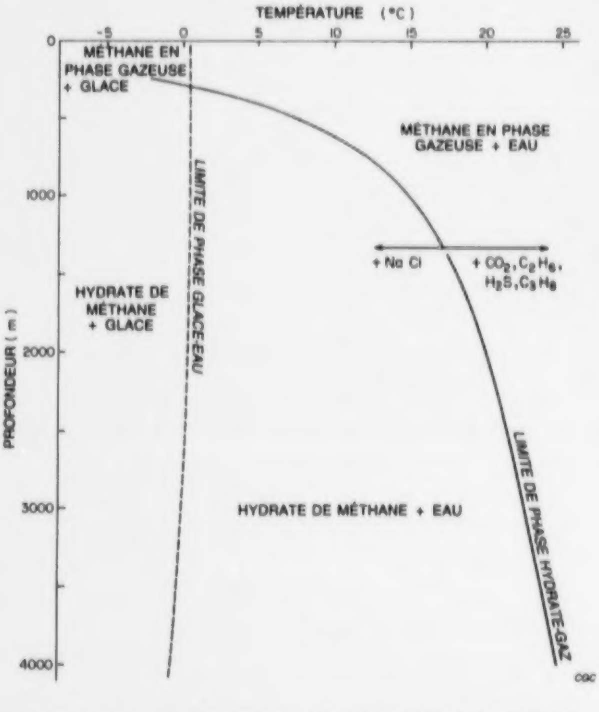


Figure 14-24. Diagramme de phases montrant les relations mutuelles entre les hydrates de méthane, la glace, l'eau et le méthane en phase gazeuse (d'après Kvenvolden et Barnard, 1983). Les flèches indiquent la direction vers laquelle se déplace la limite de phase du méthane en présence des composantes indiquées.

400 à 850 m, sous des colonnes d'eau de 700 et 4 000 m respectivement (Taylor et al., 1979; Thurber Consultants Ltd., 1985). La présence des hydrates et leur limite inférieure dépendent des apports de gaz et d'eau et de leur composition, de la conductivité thermique et du gradient géothermique de la coupe géologique, ainsi que du temps disponible pour la formation des hydrates.

La base des zone d'hydrates est communément enregistrée sur les profils de sismique-réflexion, du fait que la vitesse acoustique des hydrates, plus élevée que celle des sédiments sous-jacents sans hydrates, crée un contraste d'impédance acoustique (Stoll et al., 1971; Stoll et Bryan, 1979). La réflexion basale suit les ondulations du fond marin et peut recouper les réflexions causées par des surfaces de stratification ou d'autres structures. Des réflecteurs de ce genre, qui épousent la forme du fond marin, ont été décrits et attribués à des hydrates au large de la côte Est des États-Unis, sous des colonnes d'eau de 950 à 4 000 m et à des profondeurs subocéaniques de 600 m (Tucholke et al., 1977; Dillon et al., 1983); on en a relevé aussi dans des milieux semblables à ceux que l'on trouve au large de la marge occidentale de l'Amérique centrale et ailleurs (Shipley et al., 1979).

Distribution des hydrates dans l'Arctique et au large de la côte Est du Canada

Une analyse préliminaire des enregistrements sismiques de l'industrie indique la présence d'hydrates jusqu'à des profondeurs subocéaniques d'environ 500 m dans le nord-ouest du bonnet Flamand, sur le talus continental à l'est de la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, sur le banc Makkovik de la plate-forme du Labrador et dans la région de Gjoa, dans le sud du détroit de Davis (fig. 14-25) (Thurber Consultants Ltd., 1985). Toutefois, on n'a détecté ni réflexion épousant la forme du fond marin ni hydrate dans les sédiments d'eau profonde de la baie de Baffin et de la mer du Labrador, dans le cadre du Programme de sondage des fonds marins, bien que des quantités considérables de gaz libre aient été observées (parcours 105, S.R. Srivastava, communication personnelle, 1987).

La réflexion qui épouse la forme du fond marin n'est pas toujours dû à la présence d'hydrates dans les zones à pergélisol de l'Arctique, comme sur la plate-forme continentale de la mer de Beaufort (Neave et al., 1978), étant donné que la vitesse acoustique de l'eau congelée est voisine de celle des hydrates (Whalley, 1980). De plus, les anomalies sismiques dues à la présence de pergélisol et celles attribuables à des hydrates sont parfois impossibles à distinguer les unes des autres. Cependant, il ne devrait pas exister de pergélisol dans le fond des chenaux interinsulaires de l'Arctique et sur la plate-forme continentale du nord-est du Canada, étant donné que le fond marin, dans ces zones qui subissent actuellement un soulèvement isostatique, n'ont jamais été exposées aux températures d'air arctique caractéristiques de la fin du Quaternaire (voir le chapitre 10).

La présence d'hydrates de gaz dans l'archipel arctique et au large de la côte Est du Canada a également été interprétée à partir d'analyses pétrophysiques de diagraphies électriques de 196 puits d'exploration pétrolière et gazière forés dans le bassin de Sverdrup, le détroit de Davis, la plate-forme du Labrador, les Grands Bancs de Terre-Neuve et la plate-forme Néo-Écossaise (fig. 14-25). Les facteurs agissant sur la distribution des hydrates et les propriétés des roches qui les contiennent diffèrent selon qu'il s'agit du domaine océanique ou continental de l'Arctique. Dans les zones continentales à pergélisol, où la température froide est le facteur dominant, les caractéristiques diagraphiques principales et les propriétés correspondantes sont les suivantes : un faible compte de rayons gamma, indiquant la présence de sable (la plupart des hydrates inférés se situent dans des zones sableuses); léger déphasage des diagraphies acoustiques (vitesses anormalement élevées lorsqu'un influx thermique et un dégel causent le ravinement des parois de sondage); ravinement des parois de sondage sur la diagraphie de diamétrage; non-correspondance des diagraphies de polarisation spontanée (PS) et du rayonnement gamma d'une part, et les diagraphies gamma-gamma et acoustique d'autre part, et corrélation inverse entre les diagraphies de diamétrage et acoustique; pics d'intensité de gaz sur les diagraphies des boues; réponse faible ou nulle sur les diagraphies de résistivité, de densité et neutrons-neutrons.

Dans le domaine océanique, où la pression élevée est un facteur plus important qu'ailleurs, on observe généralement les signatures diagraphiques caractéristiques des propriétés suivantes : faible compte de rayons gamma, indiquant la présence de sable (comme dans la zone continentale à pergélisol); non-correspondance des diagraphies de polarisation spontanée et du rayonnement gamma; pics d'intensité de gaz sur les diagraphies des boues. Deux modes de gisement des hydrates sous-marins ont été reconnus : en couches minces et disséminés, et en couches massives. Dans les intervalles d'hydrates minces et disséminés, la résistivité est légèrement plus élevée, la vitesse acoustique est accrue et la réponse sur les diagraphies de densité et neutrons-neutrons est faible. Les intervalles contenant des hydrates massifs se caractérisent par une faible résistivité; une vitesse acoustique très faible avec déphasage si le trou est proche de son diamètre de forage normal; une faible densité; une porosité élevée d'après la diagraphie neutrons-neutrons et un diamètre de sondage généralement accru sur la diagraphie de diamétrage.

On a établi, avec un niveau de confiance variant de passable à bon, qu'il se trouvait des hydrates de gaz dans 93 des 148 puits forés dans le bassin de Sverdrup, dans la région de l'arhipel arctique (fig. 14-25) (Hardy Associates (1978) Ltd., 1984). Les hydrates de gaz semblent être largement répandus dans toute cette zone, mais quelque peu sporadiques au large. Des intervalles hydratifères mesurant jusqu'à 160 m d'épais ont été délimités avec un niveau de confiance variant de passable à bon jusqu'à 700 m au-dessous du fond marin, sous des colonnes d'eau pouvant atteindre 350 m. Les intervalles les plus épais (plus de 1 000 m d'épais à 17 endroits) se trouvent sur des îles situées dans l'est du bassin de Sverdrup, à l'intérieur des terres.

Sur la marge continentale de l'Est du Canada, on a déduit la présence d'hydrates de gaz à partir de données pétrophysiques obtenues dans 26 des 48 puits analysés (fig. 14-25) (Thurber Consultants Ltd. 1985; Judge et al., 1986). Toutefois, si des hydrates étaient présents, il semble que les opérations de forage n'en aient pas été affectées. On a déterminé par inférence la présence d'hydrates dans 2 des 3 puits du détroit de Davis, forés à des profondeurs subocéaniques de 400 et 500 m, sous des colonnes d'eau de 350 et 970 m respectivement. Dans la

plate-forme du Labrador, la présence d'hydrates a été inférée dans 13 des 19 puits, forés sous des colonnes d'eau de 118 à 550 m; la faible profondeur des hydrates suggère l'existence d'hydrates résiduels qui auraient probablement été formés à une époque antérieure où les températures étaient plus basses, ou les profondeurs d'eau plus grandes. Des hydrates devraient se trouver, selon les interprétations, à des profondeurs atteignant 550 m dans cette plate-forme. Dans la passe Flamande et sur la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, de même que sur les talus continentaux adjacents, des intervalles de qualité relativement bonne ont été observés dans 9 des 10 puits. Les intervalles hydratifères des deux types, massifs et disséminés, s'étendent de 530 à 1 090 m sous le fond marin, par des profondeurs d'eau de 160 à 1 486 m. Aucun intervalle, cependant, n'a été reconnu sur les Grands Bancs de Terre-Neuve, dans aucun des quatre puits forés dans le bassin de Jeanne d'Arc, où est situé le champ pétrolier Hibernia.

Figure 14-25. Lieux où la présence ou l'absence d'hydrates de gaz a été révélée par des indices pétrophysiques contenus dans des diagraphies choisies de puits de pétrole et de gaz, et par certains profils sismiques exécutés par l'industrie (d'après Hardy Associates (1978) Ltd., 1984; Thurber Consultants Ltd., 1985). Selon ces données, il n'y aurait pas d'hydrates de gaz aux sites de recherche du Programme de sondage des fonds marins situés dans la baie de Baffin et la mer du Labrador (S. Srivastava, communication personnelle, 1987). Les isobathes sont exprimées en mètres.

Les données pétrophysiques indiquent que, sur la plate-forme Néo-Écossaise, les indices de la présence d'hydrates ne sont pas largement répandus.

Comme des hydrates peuvent se former près de la surface du fond marin à des profondeurs d'eau supérieures à environ 200 m à -1,8°C, les variations à long terme de la température de l'eau de fond peuvent influer sur leur stabilité. Par exemple, dans la mer de Beaufort, une tendance au réchauffement aurait contribué à la formation, dans les sédiments, d'un gaz peu profond mais répandu et à des poches d'eau sous haute pression (Weaver et Stewart, 1982). Sur la marge continentale de l'Est du Canada, des eaux plus chaudes au cours de l'Holocène précoce et moyen (Scott et al., 1984; voir le chapitre 10) ont pu provoquer la décomposition des hydrates et libérer le gaz, empêchant peut-être la consolidation des sédiments superficiels et causant la formation de dépressions coniques. Par ailleurs, le refroidissement océanique au cours de l'Holocène tardif, au large de la côte Est du Canada, a pu favoriser la reprise de la formation d'hydrates sur le fond marin.

Dangers causés par la présence d'hydrates

La présence des hydrates et le fait qu'ils forment des lentilles dans des sédiments, à la façon de l'eau congelée (Kvenvolden et McDonald, 1983), laissent présager des problèmes de tassement du sol dû au dégel pour les structures reposant sur le fond marin. Comme des hydrates peuvent se former dans les tubes des puits de production et dans les pipelines sous-marins, dans certaines conditions de température et de pression, c'est un facteur dont il faut tenir compte dans les projets industriels extracôtiers.

Dans les zones de forage, les hydrates peuvent causer des problèmes lorsqu'ils sont chauffés, en quittant la phase solide et en libérant de grandes quantités de gaz naturel. Par exemple, une augmentation de volume d'environ 160 fois est susceptible de se produire lorsqu'un hydrate de méthane se transforme en gaz, dans des conditions égales de température et de pression. Le réchauffement peut être causé par la boue de forage ou par les hydrocarbures chauds issus de roches profondes. Il en résulte deux types de difficultés : le gaz présent dans la boue de forage peut causer un contre-coup dans le puits, et les formations autour du puits peuvent s'affaiblir et déformer le tubage (Davidson et al., 1978; Hood, 1980; Goodman et Franklin, 1982; Makogon et al., 1982). Il faut bien connaître la distribution et les propriétés des zones d'hydrates pour concevoir des puits de production adaptés aux hydrates massifs ou lenticulaires. Il faudra peut-être recourir à des cuvelages isolés ou plus résistants, ou à des méthodes spéciales pour purger le gaz des hydrates. Les contraintes s'exerçant dans les tubages devraient être prises en considération lorsque la production est interrompue et que des hydrates se reforment entre temps. Parmi les méthodes de forage couramment utilisées dans les zones arctiques où des hydrates sont susceptibles de se trouver, mentionnons le refroidissement des boues de forage, la vérification minutieuse de leur densité et le contrôle constant de leur teneur en gaz (Marine Board, 1982). Les contraintes exercées par la présence des hydrates dans la production d'hydrocarbures au large des côtes sont encore mal connues.

Obstacles à l'installation des structures extracôtières

Stabilité du fond marin sous charge

J.D. Brown

L'activité industrielle extracôtière est actuellement dominée par l'exploration et la production pétrolières. Il s'agit notamment de forer des puits, d'installer des structures de production et de poser des pipelines. La construction et l'entretien sûrs et économiques de ces structures dépendent de la stabilité du fond marin et de l'importance des vents, des vagues et de la glace. La présente section traite du fond marin.

Les questions géologiques et géotechniques soulevées par ces activités sont de deux types. Premièrement, on se demande si des processus naturels sont susceptibles de provoquer des glissements, une érosion et d'autres phénomènes potentiellement dangereux, indépendamment de la présence de la structure. Deuxièmement, il faut déterminer si cette structure va exercer sur le fond marin des charges et des forces susceptibles de causer une instabilité, soit par un manque de résistance du fond marin, soit par une déformation excessive.

Dans les pages qui suivent, ces grandes questions seront considérées en fonction des types de structures et des milieux caractéristiques où ils seront peut-être construits au large de la côte Est du Canada.

Structures

Plates-formes auto-élévatrices. Les plates-formes auto-élévatrices sont des plates-formes mobiles (fig. 14-26) servant à forer des puits au large des côtes. Au moins trois jambes reposant sur le fond marin soutiennent une plate-forme qui peut s'élever de façon à se trouver complètement hors d'atteinte de l'eau. Il y a suffisamment d'espace entre la plate-forme et l'eau pour que même les vagues de tempête ne puissent atteindre la plate-forme. Les jambes portent à leur extrémité des caissons qui reposent sur le fond marin ou qui y sont enfoncés. Au cours de l'installation, chacune des jambes est préchargée d'un poids qui dépasse la charge maximale prévue au cours de la période de forage du puits; cette opération a pour but d'éprouver la stabilité de la fondation. De plus, la pénétration due au préchargement, combinée dans certains cas à une injection de fluides, provoque l'enfoncement des caissons à des profondeurs où ils ne subiront pas les effets de l'érosion.

Le sol de fondation doit d'abord être suffisamment résistant pour servir d'appui. Le danger le plus grave associé au préchargement est le percement de la croûte (McClelland et al., 1982). Si la capacité portante d'une couche dure superficielle, un horizon cuirassé fossile par exemple, est suffisante pour permettre à la structure de s'élever, mais insuffisante pour supporter un préchargement, un percement se produira; un ou plusieurs caissons passeront à travers la couche dure et continueront de s'enfoncer jusqu'à ce qu'ils rencontrent une assise plus résistante. Habituellement, une seule jambe perce la couche dure, provoquant l'inclinaison de la plate-forme et la rendant parfois inutilisable. De plus, une plate-forme auto-élévatrice peut être rendue instable par l'affouillement si les matériaux du fond

marin sont sujets à l'érosion. L'affouillement réduit la profondeur d'enfouissement des jambes, sape le caisson et réduit la capacité portante du fond marin. En 1977, un affouillement sur plus de 3 m a causé de graves problèmes à une plate-forme auto-élévatrice exploitée au large de l'île de Sable (Song et al., 1979). Un tassement différentiel peut parfois se produire lorsque les propriétés du fond marin affichent latéralement des variations rapides, par exemple à la bordure d'un chenal remblayé. D'autres problèmes peuvent surgir si le caisson s'enfonce à proximité de dépressions du fond marin, des dépressions coniques par exemple, ou de l'empreinte d'une ancienne plate-forme.

Les forces naturelles qui s'exercent sur une plate-forme auto-élévatrice se répercutent sur les charges que celle-ci impose sur le fond marin et, partant, sur sa stabilité. Au cours d'une tempête, les forces de renversement causées par les vagues et les vents peuvent accroître la charge verticale sur une embase, dans une proportion de 35 à 50 % de la charge due au poids. La charge horizontale exercée sur l'embase au cours d'une tempête peut représenter entre un dixième et un tiers de la charge totale verticale de l'embase, les vagues y contribuant pour 55 à 65 %, les vents pour 25 à 35 %, et les forces créées par un courant de 0,5 m/s pour environ 10 % (Jacques Whitford and Associates Limited, 1984). Ces charges s'ajoutent à la charge due au poids et elles doivent donc, elles aussi, être supportées par le fond marin.

Des profondeurs d'eau modérées, des conditions environnementales favorables et des conditions d'exploitation économique ont décidé les exploitants à utiliser des plates-formes auto-élévatrices sur les bancs de la plate-forme Néo-Écossaise. Presque partout, la capacité portante du matériau du fond marin est adéquate, mais l'érosion des sables superficiels constitue un problème. En outre, dans les sédiments friables résistants, où les jambes des plates-formes auto-élévatrices sont profondément plantées, des problèmes peuvent se poser au moment de l'enlèvement de la plate-forme.

Plates-formes sur piles. Les plates-formes sur piles sont presque toutes constituées d'infrastructures tubulaires en acier formant un treillis depuis le fond marin jusqu'à la ligne d'eau. Le treillis est maintenu en place par des piles en acier que l'on enfonce dans le fond marin. La résistance aux renversements et aux déplacements verticaux et horizontaux est donc assurée par l'interaction des piles et des sédiments marins.

Les sédiments de fondation doivent être suffisamment résistants pour soutenir la plate-forme, mais ils doivent aussi se laisser traverser par les piles. De nombreux sites à travers le monde répondent à ces conditions, notamment dans le golfe du Mexique, où de grandes étendues sont constituées de sédiments trop friables pour supporter une structure à embase-poids.

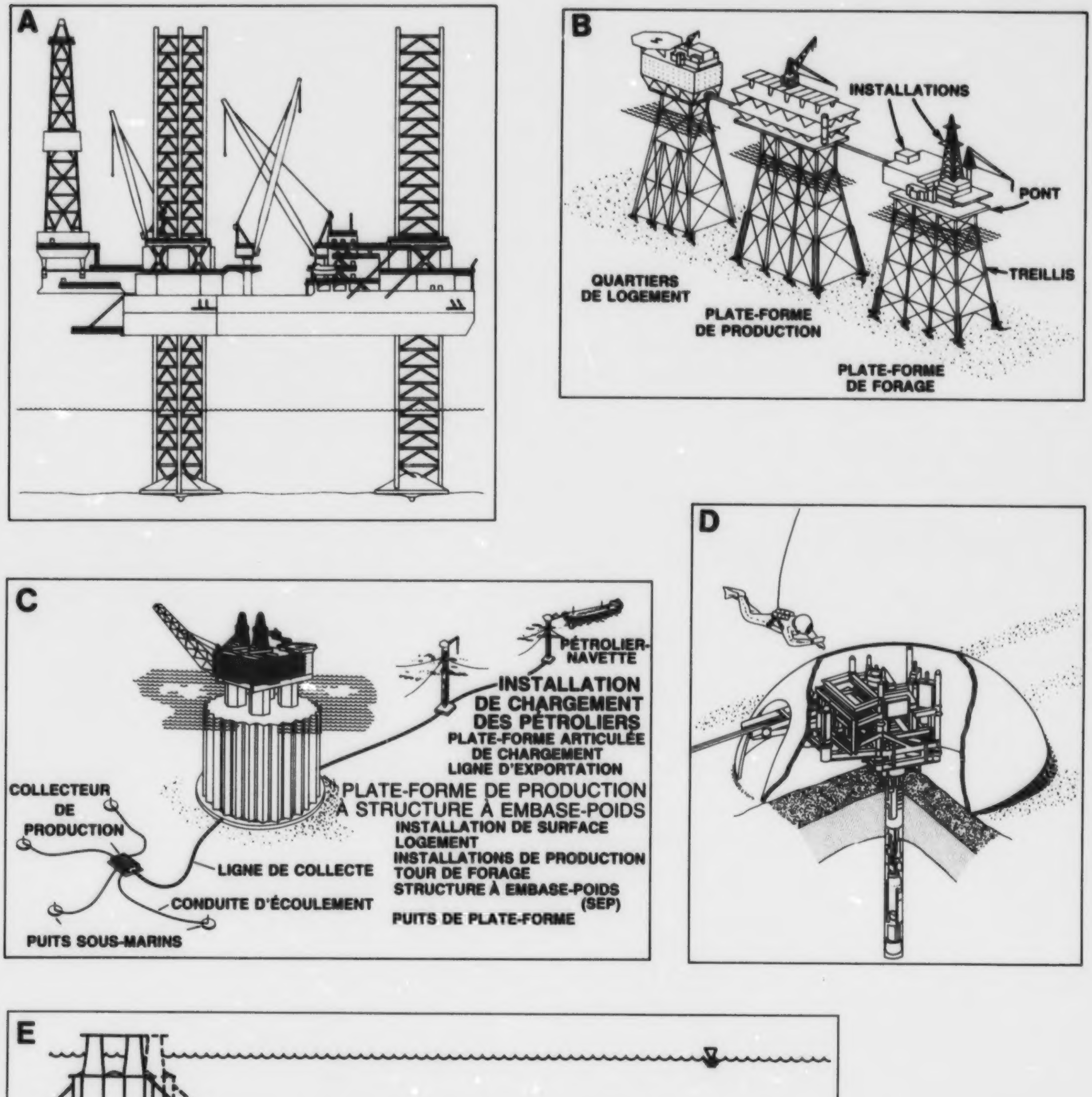
Sur la plate-forme continentale de l'Est du Canada, on trouve plusieurs sites propices à la mise en place de structures sur piles. Une structure à treillis (fig. 14-26) a d'ailleurs été proposée pour la production de gaz dans le champ Venture, sur la plate-forme Néo-Écossaise (Mobil Oil Canada Ltd., 1983).

Structures à embase-poids. Une structure à embase-poids se caractérise par une large surface portante et par une masse considérable. La résistance aux renversements et aux soulèvements est ainsi assurée par la masse de la structure, et la résistance aux glissements par les forces de friction ou d'adhésion le long de l'embase. Cette structure repose en général directement sur le fond marin, mais parfois sur un matelas ou une terrasse. La structure à embase-poids supporte les installations de forage et de production, qui en constituent la partie supérieure. Le sol de fondation doit d'abord être lisse et ferme. Ces conditions existent fréquemment en mer du Nord, où la structure à embase-poids a été d'abord utilisée et où son emploi est le plus généralisé. De nombreux bancs de la plate-forme continentale de l'Est du Canada offrent également de telles conditions de terrain. C'est ainsi qu'il a été proposé de recourir à des structures à embase-poids pour soutenir les installations de production du champ Hibernia, dans le bassin de Jeanne d'Arc, sur la marge nord-est des Grands Bancs de Terre-Neuve.

Tube-guide. Le tube-guide supporte la tête de puits et toute charge imposée par le tube prolongateur sous-marin, incluant les charges dynamiques dues aux vagues et aux courants. Cette structure est composée d'un gros tuyau enfoncé dans le fond marin (fig. 14-26), qui est soumis à des charges verticales et horizontales, telle une pile interagissant avec les sédiments environnants. Sa conception soulève le même problème que dans le cas des piles supportant des structures en treillis. La résistance latérale des sédiments marins est un facteur important à considérer au moment de sa conception, de même que les effets de l'affouillement et des perturbations doivent être pris en compte durant son installation.

Pipelines. La disposition et la stabilité des pipelines sont des facteurs majeurs à considérer, étant donné que le type d'équipement utilisé pour leur installation a des effets au moins aussi importants sur la géologie et les propriétés géotechniques du terrain que le pipeline lui-même (Palmer, 1980). Les pipelines sont posés sur le fond marin, à moins qu'il ne faille les enfouir en raison des conditions hydrodynamiques, des glaces ou de la topographie. Les facteurs liés à la disposition et à la stabilité des pipelines sont traités par LeTirant (1979) et Herbich (1981). Les dangers liés à l'affouillement par les icebergs seront abordés dans le présent chapitre. Les points à considérer dans l'établissement du tracé des pipelines et des câbles seront exami-

Figure 14-26. Croquis de structures d'exploration et de production proposées pour la marge continentale de l'Est du Canada. (A) Plate-forme auto-élévatrice (tiré de Fee et O'Dea, 1986, p. 212). (B) Plates-formes sur piles (tiré de Mobil Oil Ltd., 1983). (C) Structure à embase-poids conçue pour le champ Hibernia avec des puits satellites, des lignes de collecte et des lignes d'exportation. La paroi extérieure très ondulée du caisson et son renforcement interne sont conçus pour résister aux forces exercées par la glace de mer et les icebergs (tiré de Mobil Oil Ltd., 1986). (D) Tube-guide dans le plancher océanique, avec une tête de mise en production de fermeture de puits pour le protéger contre toute collision par des icebergs (conception artistique tirée de Mobil Oil Ltd., 1985). (E) Système d'ancrage pour des plates-formes flottantes (adapté de Jacques, Whitford and Associates Ltd., 1984).


A
B
INSTALLATIONS
PONT
TREILLIS
QUARTIERS
DE LOGEMENT
PLATE-FORME
DE PRODUCTION
PLATE-FORME
DE FORAGE
C
PÉTROLIER-
NAVETTE
INSTALLATION
DE CHARGEMENT
DES PÉTROLIERS
PLATE-FORME ARTICULÉE
DE CHARGEMENT
LIGNE D'EXPORTATION
PLATE-FORME DE PRODUCTION
À STRUCTURE À EMBASE-POIDS
INSTALLATION DE SURFACE
LOGEMENT
INSTALLATIONS DE PRODUCTION
TOUR DE FORAGE
STRUCTURE À EMBASE-POIDS
(SEP)
PUITS DE PLATE-FORME
COLLECTEUR
DE
PRODUCTION
LIGNE DE COLLECTE
CONDUITE D'ÉCOULEMENT
PUITS SOUS-MARINS
D
E
LIGNE D'ANCRAGE PENDANT LA PRÉTENSION
CONDUITE D'ÉCOULEMENT
GUEUSE
CONDUITE TRAÎNANTE
ANCRAGE
CGC

nés plus loin lorsqu'il sera question de la mise en valeur du champ Hibernia et de l'installation d'un câble sous-marin dans le détroit de Belle Isle.

Les sédiments de fondation doivent avant tout procurer une stabilité sous charge verticale et horizontale, et être suffisamment stables pour supporter le poids des excavatrices (s'il y a lieu), mais leur densité et leur dureté ne doivent pas empêcher l'excavation. La topographie du fond doit être suffisamment douce pour s'adapter à la courbure des pipelines. Les affleurements rocheux, les blocs, les épaves et autres débris, ainsi que les figures sédimentaires mobiles du fond marin, doivent avoir été détectés au préalable.

Systèmes d'ancrage. On utilise en général des systèmes d'ancrage caténaires (fig. 14-26) pour fixer des plates-formes de forage flottantes. Ils sont composés de chaînes ou de câbles d'acier, attachés à la plate-forme, et d'une longueur suffisante pour que leur direction demeure tangente par rapport au fond, même sous tension maximale. La partie traînante du câble est attachée au fond, par exemple avec une brèche d'ancre ou une ancre enfoncée. Comme ces ancres doivent pénétrer dans le fond, la résistance des sédiments superficiels est un facteur de première importance. La capacité portante est établie à partir des relations empiriques entre le poids, le type d'ancre, la longueur de la chaîne et les propriétés des sédiments.

Évaluation de la stabilité du fond marin.

Les principes généraux de la conception et de l'analyse des structures reposant sur le fond marin sont exprimés dans des modèles physico-mathématiques d'équilibre limite, de consolidation et de déformation élastico-plastique qui, tous, sont utilisés pour décrire la stabilité du fond marin. Ces modèles tiennent compte aussi, sous une forme ou sous une autre, des entités et des processus géologiques, ainsi que de certains paramètres géotechniques.

Les entités (fig. 2 et 3, en pochette) et processus géologiques qui affectent la stabilité du fond marin sur la marge continentale de l'Est du Canada sont, notamment, la topographie et la morphologie du fond; les couches de blocs, les affleurements rocheux et la lithologie; la stratigraphie (type, épaisseur et distribution des unités stratigraphiques), en particulier la stratigraphie très variable des argiles et des sables; la migration des figures sédimentaires du fond marin; la sismicité; les failles majeures et récentes; les diapirs; les décrochements ou les sédiments marginalement stables; les chenaux enfouis; la profondeur et la fréquence des affouillements glaciels; les gaz peu profonds; les hydrates de gaz; le pergélisol (probablement limité aux chenaux de l'archipel arctique occidental); et les dépressions coniques.

Les principaux paramètres géotechniques et physiques qui influent sur la stabilité du fond marin sont la densité, la structure et la composition des sédiments; la chimie des fluides et des gaz interstitiels; les contraintes *in situ* et leur évolution; la résistance au cisaillement drainé ou non drainé; la résistance et l'anisotropie structurales; la perméabilité; la compressibilité; et la réponse à une charge cyclique.

La conception de toute structure majeure nécessite la détermination et, dans certains cas, la mesure des entités et processus géologiques propres au site envisagé. Les paramètres physiques et géotechniques propres au site doivent en outre être mesurés directement ou déduits des données relatives au site (Ardus, 1980; Matich et German, 1980). Certaines méthodes de mesure des propriétés géotechniques des sédiments ont été mentionnées au chapitre 1. Au large de la côte Est du Canada, ces paramètres n'ont été déterminés à ce jour (1986) que pour deux structures de production permanentes et deux sites : les plates-formes à treillis sur piles pour exploiter le champ Venture, à l'est de l'île de Sable, et la structure à embase-poids dans le champ Hibernia, sur les Grands Bancs. Ce sont les seuls endroits où des analyses détaillées ont été faites. Les analyses préliminaires relatives à la structure à embase-poids de Hibernia sont décrites par Long et al. (1986). Des études sur le comportement des sols de fondation sont présentées par Thompson et al. (1986). Dans le reste de la zone extracôtière de l'Est du Canada, l'on ne peut guère, faute de données, dépasser le stade des généralités pour décrire le comportement des sédiments et, du même coup, la stabilité du fond marin.

Propriétés géotechniques et comportement sous charge du fond marin. Les propriétés géologiques (lithologie, âge, corrélation et évolution) des sédiments du fond marin dans la région extracôtière de l'Est du Canada ont déjà été décrites au chapitre 10, et les processus sédimentaires actuels qui les modifient, au chapitre 11. La distribution spatiale des sédiments, du substratum rocheux et des formes de relief qui composent le terrain de fondation est illustrée sur les cartes 1705A et 1711A et les figures 2 et 3 (en pochette). Des données géotechniques limitées ont été obtenues sur la plate-forme Néo-Écossaise, sur les Grands Bancs de Terre-Neuve et, dans une moindre mesure, sur la plate-forme du Labrador, sur d'autres plates-formes, dans les chenaux interinsulaires de l'Arctique et sur les grands fonds marins. Même si les propriétés géotechniques du fond marin n'ont pas fait l'objet d'un grand nombre de mesures directes jusqu'à maintenant, il est tout de même possible, par inférence, d'en donner une description générale. La façon dont les sédiments réagissent aux charges imposées soit par des structures, soit par des processus géologiques, peut être décrite en termes généraux. Les dépressions coniques, l'affouillement par les courants, la sismicité et la stabilité des talus sont tous des facteurs qui peuvent influer sur la stabilité des fondations et dont il sera question ailleurs dans le présent chapitre.

Substratum rocheux. En général, ce sont des roches cristallines résistantes et des sédiments paléozoïques indurés qui s'étendent surtout dans les plates-formes internes, mais que l'on trouve parfois au large (chapitres 2, 4 et 10). Ces roches constitueraient de bons matériaux de fondation, comme elles le sont dans le domaine continental.

Dans les parties médianes et externes des plates-formes continentales, les sédiments quaternaires reposent sur des roches crétacées et tertiaires qui suscitent l'intérêt en raison de leur épaisseur et de leur proximité du fond marin dans des zones soumises à une exploration pétrolière soutenue. Bien qu'ordinairement assimilés au substratum rocheux, ces sédiments crétacés-tertiaires ne sont généralement pas lithifiés et entrent dans la catégorie géotechnique des matériaux particulaires. On trouve localement des matériaux plus résistants, comme des roches volcaniques, sur les plates-formes de l'île de Baffin

(MacLean et al., 1978, 1982). Les sédiments tertiaires se rencontrent surtout dans la région d'Hibernia, dans le bassin de Jeanne d'Arc. À cet endroit, les sédiments quaternaires forment un mince placage de quelques mètres d'épais (Fader et King, 1981), et il est crucial de tenir compte des caractéristiques des strates tertiaires dans la conception des plates-formes à embase-poids envisagées pour la mise en production du champ Hibernia. Une coupe stratigraphique type montre que des sables deltaïques du Tertiaire tardif (Lewis et al, 1987), constituent les 40 à 45 m supérieurs du fond marin et qu'ils reposent sur des sables et des argiles interstratifiés qui s'étendent jusqu'à une profondeur subocéanique d'au moins 130 m. Les caractéristiques de résistance et de consolidation des argiles indiquent que ces couches tertiaires ont été surconsolidées sous le poids de l'équivalent de 60 m de terrain de couverture. Les données sur la résistance à la pénétration au cône (Long et al., 1986) mettent en évidence la plus grande densité des 40 m supérieurs de sables, ce qui pourrait s'expliquer par une dessiccation ou une altération dans des conditions subaériennes (Segall et al., 1985, 1987).

Les sables et argiles tertiaires devraient demeurer stables sous l'action de secousses sismiques et d'autres processus géologiques. L'étude de la réponse de ces sédiments aux charges exercées par des structures, y compris les charges des glaces et des vagues que ces structures transmettent aux fondations, indique que les sédiments tertiaires à Hibernia constituent d'excellents matériaux de fondation (Thompson et al., 1986). La réponse aux charges cycliques est la caractéristique géotechnique la moins documentée de ces sédiments.

Le Drift de Scotian Shelf et ses équivalents. Le Drift de Scotian Shelf et ses équivalents sur d'autres plates-formes (tableau 14-5) sont des sédiments glaciaires mélangés reposant sur un substratum rocheux pré-quaternaire dans la majeure partie de la plate-forme continentale (Piper et al., chapitre 10). En ingénierie, ces sédiments glaciaires correspondent à des tills composés de sables, de graviers, de galets et de blocs occasionnels dans une matrice silto-argileuse. Par conséquent, ils possèdent les caractéristiques géotechniques des argiles de faible plasticité et perméabilité. Dans les endroits où il a été déposé par des glaces ancrées, le till conserve probablement la densité élevée et la forte résistance au cisaillement non drainé qui caractérisent les tills terrestres surconsolidés. Cependant, ce n'est peut-être pas le cas des moraines de retrait, des moraines de désancrage et des langues de till interstratifiées avec le Silt d'Emerald et des sédiments glaciomarins équivalents; de plus, le till peut être plus tendre et moins dense à certains endroits.

Le Drift de Scotian Shelf et ses équivalents sur d'autres plates-formes varient des moraines de fond surconsolidées à des sédiments glaciaires presque normalement consolidés. Les moraines surconsolidées devraient demeurer stables sous l'effet d'une secousse sismique et d'autres processus géologiques. Elles devraient constituer des matériaux de fondation stables pour tous les types de structures. Par contre, la pénétration des piles de plate-forme dans des matériaux glaciaires blocailleux pourrait être ardue. La présence de blocs dans des tills du Labrador a causé des retards dans le forage de puits d'exploration au large des côtes. Le dépôt glaciaire normalement consolidé devrait demeurer stable en réaction à des secousses sismiques, résister à l'érosion et, en général, bien réagir aux autres processus géologiques qui s'exercent sur lui. Cependant, la capacité portante, le tassement, la stabilité et les mouvements dus à une charge cyclique sont des facteurs qui commandent des mesures minutieuses, voire extraordinaires.

Les Sables et Graviers de Sable Island et leurs équivalents. Les Sables et Graviers de Sable Island sur la plate-forme Néo-Écossaise et les formations équivalentes sur d'autres plates-formes (tableau 14-5) sont des sables et des graviers remaniés par les vagues et les courants, qui s'observent en général sur le sommet de bancs exposés et dans le milieu côtier. Pour le géotechnicien, les Sables et Graviers de Sable Island constituent un matériau propre, perméable et bien trié, allant du sable fin uniforme à du gravier sableux uniforme, généralement dense. Dans le premier mètre environ, dans les zones de sédiments mobiles, la densité des sédiments est plus faible. Les résidus de déflation, dans cette unité, sont composés de graviers et de galets. Les sables qui ont débordé des bancs pour se répandre sur les versants sont probablement très meubles. Les formations relativement peu remaniées par les courants, comme dans certaines parties de la plate-forme de l'île de Baffin, sont moins bien triées et peuvent contenir une fraction fine leur donnant une certaine cohésion et une valeur géotechnique semblable à celle du Sable de Sambro.

Les Sables et Graviers de Sable Island et les formations équivalentes devraient demeurer stables lors de secousses sismiques (Jacques/MacClelland Geosciences Inc., 1982a, b), mais ils sont très mobiles sur un fond marin soumis à régime de transport de haute énergie. Ces sables et graviers peuvent constituer un matériau de fondation stable pour tout type de structure, mais ils sont susceptibles d'être érodés par les courants ou les vagues dont l'interaction avec une structure a pour effet d'accroître la vitesse.

Le Sable de Sambro, le Silt d'Emerald et leurs équivalents. Le Sable de Sambro sur la plate-forme Néo-Écossaise et les formations équivalentes sur d'autres plates-formes (tableau 14-5) sont caractérisés par une fraction fine. Ils reposent sur les marges des bancs, à une profondeur d'eau généralement supérieure à 100 m. Du point de vue géotechnique, le Sable de Sambro est un sédiment granulaire à granulométrie variable qui contient en général une quantité importante de silt. Il devrait posséder les caractéristiques de résistance drainée d'un matériau granulaire, mais sa teneur en silt aurait pour effet de diminuer sa perméabilité et de ralentir la dissipation de la pression de l'eau interstitielle excédentaire; ce facteur allié à un comportement dilatant confèrent à ce matériau une cohésion apparente à court terme. Ces sables ne sont probablement pas très surconsolidés.

Le Silt d'Emerald sur la plate-forme Néo-Écossaise et les formations équivalentes sur d'autres plates-formes (tableau 14-5) sont des sédiments glaciomarins à grain fin que l'on trouve en général dans des bassins et des vallées profondes, notamment dans des cols, des cuvettes et des fjords. Du point de vue géotechnique, le Silt d'Emerald et ses équivalents sont des matériaux cohésifs à grain fin, de plasticité moyenne et contenant des particules grossières. Ils présentent par endroits une structure rubanée avec de

minces couches de sable très fin, mais leurs propriétés mécaniques en sont probablement peu affectées. La résistance des silts dépend fortement de leur consolidation antérieure et des effets de l'altération météorique. Sur la plate-forme Néo-Écossaise et les Grands Bancs, ce matériau peut être en partie surconsolidé au-dessus de l'isobathe de 110 m par suite d'une exposition subaérienne. Il est probablement surconsolidé là où il est interstratifié ou surmonté de till. En raison de sa surconsolidation, il a probablement une consistance ferme à dure. Ailleurs, sous l'isobathe de 110 m, il peut avoir été consolidé plus normalement. Des teneurs en matière organique de 1 à 2,5 %, combinées à une consolidation secondaire, donnent une cohésion intrinsèque aux matériaux « normalement consolidés », dont la consistance peut varier de molle à ferme près de la surface.

Le Sable de Sambro et les sables boueux équivalents, ainsi que le Silt d'Emerald et les sédiments cohésifs lités équivalents, peuvent posséder un large éventail de propriétés géotechniques. Par conséquent, leur comportement sous charge ne peut être utilement généralisé.

L'Argile de LaHave et ses équivalents. L'Argile de LaHave, sur la plate-forme Néo-Écossaise, et ses équivalents (tableau 14-5) sont des sédiments post-glaciaires à grain fin qui sont généralement présents dans des bassins et vallées, y compris des cols, des cuvettes et des fjords, de la plate-forme continentale et de la zone côtière, où ils reposent sur des sédiments antérieurs et forment le fond marin actuel. Du point de vue géotechnique, l'Argile de LaHave et ses équivalents sont des matériaux cohésifs à grain fin de plasticité moyenne à élevée, contenant des particules grossières. La fraction grossière est plus importante dans les régions septentrionales, en raison de la présence de débris glaciels. Ce sont les sédiments les plus récents; la majeure partie présente donc une consolidation normale. Des teneurs en matière organique de 2,5 à 5 % combinées à une consolidation secondaire donnent aux argiles une certaine cohésion intrinsèque (Rashid et Brown, 1975). Leur consistance près de la surface varie de molle à ferme. La sensibilité de ces matériaux, soit le rapport de la résistance de l'échantillon non dérangé sur celle de l'échantillon remanié, est d'environ 4.

Tableau 14-5. Cadres géotechniques et formations quaternaires sur la plate-forme continentale de l'Est du Canada [1,2,3].

	Lithologie et propriétés mécaniques	Golfe du Maine Baie de Fundy Plate-forme Néo-Écossaise	Détroit de Northumberland
Sédiments peu ou pas affectés par d'anciennes nappes glaciaires, mais ayant subi une certaine influence des icebergs sur les plates-formes continentales du Nord	Sables fins à graviers sableux et graviers, bien classés, généralement propres, à drainage libre, souvent denses, sauf dans la zone superficielle remobilisée, ou lorsque déposés sur des talus. Peuvent contenir de gros blocs. Offrent une fondation stable pour toutes les structures, mais sont sujets à l'affouillement par les vagues et les courants. La composante à grain fin sur les parties les plus profondes de la plate-forme de Baffin peut avoir des propriétés et des réponses similaires à celles du Sable de Sambro.	Sables et Graviers de Sable Island (généralement en placage) 60 m	Sable d'Egmont, Sables et Graviers de Buctouche (à des profondeurs de 60 à 80 m) 35 m
	Boue cohésive de bassin ayant une plasticité moyenne à forte, renfermant un peu de sable et de gravier provenant du transport glaciel, particulièrement aux hautes latitudes. Consistance pâteuse à dure, normalement consolidée et moyennement sensible. Probablement prédisposée à une rupture si elle se trouve sur des pentes raides. Convient peut-être uniquement à des ouvrages sur piles.	Argile de LaHave 70 m	Boue de Pugwash 20 m
	Sables et graviers de granulométrie variable et renfermant une forte proportion de silt. On en déduit qu'ils sont dilatants, ayant une cohésion à court terme, et que leurs propriétés géotechniques sont très variables, de sorte que leur comportement sous charge doit être déterminé cas par cas.	Sable de Sambro (généralement en placage) 120 m	Sables et Graviers de Buctouche (à des profondeurs de 60 à 80 m) 10 m
Sédiments profondément affectés par d'anciennes nappes glaciaires	Sédiments glacio-marins cohésifs, à grain fin, renfermant quelques éléments grossiers. En général, normalement consolidés et probablement quasi surconsolidés et fermes à durs lorsqu'ils sont interstratifiés avec du till, ou lorsqu'ils ont été antérieurement en position subaérienne comme sur des bancs peu profonds au large de la côte sud-est du Canada. Teneur élevée en sable et gravier sur la plate-forme de Baffin. Ils ont des propriétés géotechniques très variables; leur comportement sous charge doit être déterminé cas par cas.	Silt d'Emerald 140 m	Boue de Malagash Sédiments de Henry Island 80 m
	Sédiments glaciaires à teneur variable en sable et en gravier, généralement à faible plasticité et perméabilité à cause de la matrice silto-argileuse. On suppose qu'ils ont des propriétés géotechniques très variées allant du till surconsolidé, à forte densité et à forte résistance au cisaillement, qui ferait un bon matériau de fondation pour tous les ouvrages, stable pendant des secousses sismiques et résistant à l'érosion, à des sédiments presque enormalement consolidés, plus tendres et moins denses, qui, quoique probablement stables pendant des secousses sismiques et résistants à l'érosion, peuvent avoir une capacité de charge et une stabilité limitées. Des blocs peuvent limiter la pénétration des piles.	Drift de Scotian Shelf 100 m	Drift de Pamquet 40 m

[1] En ce qui concerne la distribution des formations quaternaires et les données connexes à partir desquelles sont déduits les cadres géotechniques, on se reportera aux chapitres 10 et 11, à la carte 1711A, et aux figures 2 et 3, en pochette.

[2] Les propriétés mécaniques des sédiments sont déduites de données géotechniques très limitées, obtenues principalement dans les zones situées au sud de la plate-forme de Baffin. La stabilité des sédiments étant déduite, on s'attend à des variations locales.

[3] Les nombres indiquent les épaisseurs maximales des formations.

L'Argile de LaHave, les formations équivalentes et les argiles d'eau profonde sont, en général, normalement consolidées et plastiques. Elles peuvent être affectées par des ruptures de versant d'origine sismique sur les flancs de bassins les plus abrupts (Jacques/McClelland Geosciences Inc., 1982b). Ces sédiments se rencontrent aussi dans les zones où on a relevé des dépressions coniques, structures que l'on doit considérer comme des menaces à toute construction. Leur faible résistance les rend inaptes à soutenir des structures à embase-poids. Des structures sur piles ont été enfoncées sans problème dans des sédiments plastiques de même nature dans le golfe du Mexique, où les dépôts mesurent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Là où les argiles plastiques mesurent moins de 50 m d'épaisseur, les piles seraient probablement enfoncées jusqu'à des couches plus compétentes.

Sédiments de talus et de mer profonde. Les données géotechniques recueillies sur les sédiments de mer profonde sont très éparses. Graham et Nixon (1980) ont décrit des argiles silteuses sensibles, tendres, de plasticité faible à moyenne, avec des teneurs en eau dépassant de beaucoup la limite de liquidité, à trois endroits dans le détroit de Davis, sous des profondeurs d'eau variant de 800 à 1 000 m. Morin et Dawe (1986) ont analysé des carottes prélevées à des profondeurs d'eau variant de 2 600 à 3 300 m dans la mer du Labrador. Leur description fait état de matériaux silto-argileux de plasticité faible à élevée et normalement consolidés, situés au-dessous d'une zone dont l'apparente surconsolidation est attribuée à une cimentation. Ces matériaux sont différents de ceux que l'on trouve sur les plates-formes. Compte tenu de leurs propriétés et de leur situation en eau profonde, la charge a dû être relativement simple. Des propriétés semblables caractérisent les sédiments superficiels du talus continental et du glacis au large de la côte nord-est de Terre-Neuve (Schafer et Asprey, 1982), du talus continental au sud du banc de Saint-Pierre (Marsters, 1986) et du talus Néo-Écossais (Mosher, 1987).

L'entreposage de déchets très radioactifs dans les plaines abyssales exige des sédiments plastiques, imperméables et à grain fin (D.E. Buckley, communication person-

Grands Bancs de Terre-Neuve	Plate-forme du Labrador	Plate-forme sud-est de Baffin	Plate-forme nord-est de Baffin	Âge
Sables et Graviers de Grand Banks (généralement en placage) 20 m	Absents	Résidu de déflation de Resolution Island 0,5 m	Sables et Graviers de Cape Aston 5 m	De l'Holocène à la toute fin du Wisconsinien
Argile de Placentia 30 m	Argile de Makkaq 30 m	Boue de Tiniktartuq 10 m	Boue de Tiniktartuq 10 m	
Sable d'Adolphus (généralement en placage) 10 m	Sable de Sioraq (généralement en placage) 10 m	Absents	Absents	Wisconsinien tardif
Silt de Downing 90 m	Silt de Qeovik 50 m	Silt de Davis Strait 70 m	Silt de Davis Strait 5 m	Wisconsinien moyen à tardif (par endroits début de l'Holocène)
Drift de Grand Banks 60 m	Drift de Labrador Shelf 300 m	Drift de Baffin Shelf 300 m	Drift de Baffin Shelf 300 m	Principalement du Wisconsinien (des sédiments plus anciens existent probablement dans des dépressions et des chenaux de la plate-forme Néo-Écossaise et des Grands Bancs, de même que sur la partie nord-est des plates-formes de Terre-Neuve, du Labarador et de Baffin).

nelle, 1986). Les sédiments, que l'on croit susceptibles de céder sous le poids des contenants de déchets largués et d'emprisonner les radionucléides en les tenant hors de contact avec l'environnement océanique, doivent être homogènes sur de grandes étendues et demeurer stables pendant au moins plusieurs centaines de milliers d'années. Bien que l'évaluation de 1986 soit incomplète, les principaux problèmes relevés à ce jour sur les plaines abyssales Sohm et Nares sont les risques d'instabilité occasionnés par des failles de compaction, des séquences de turbidite sableuse et une discontinuité des sédiments quaternaires dans les zones de monts sous-marins (Wang et al., 1982; Auffret et al., 1984; Buckley et Grant, 1985; Vilks et al., 1985).

Ainsi qu'il en a été fait mention au chapitre 10, la plupart des sédiments reposant sur le talus sont normalement consolidés et stables sous de fortes pentes; les ruptures de versant dues à des séismes constitueraient alors la principale cause d'instabilité. Les sédiments meubles sur le talus peuvent se présenter sous forme de matériaux grossiers en transit au fond des canyons sous-marins qui entaillent la bordure de la plate-forme, ou de dépôts sédimentaires soumis à l'influence du sous-courant occidental côtier. Des réservoirs de sable et de silt glaciaires, sujets à une liquéfaction du type de celle qui s'est produite au large du chenal Laurentien lors du séisme des Grands Bancs en 1929, ont pu s'accumuler du côté des cols transversaux de la plate-forme situé en aval du courant et sur la partie supérieure du talus au-dessous des limites inférieures du till, à des profondeurs d'eau de 500 à 700 m.

Dépressions coniques et gaz peu profond

H.W. Josenhans

Les structures reposant sur le fond marin peuvent être endommagées par un dégagement soudain de gaz, qui peut causer l'effondrement des sols de fondation (Sieck, 1973; Newton et al., 1980). La présence de gaz peu profond près de la surface nuit également au forage, en causant des pressions inattendues dans le puits avant la mise en place du tube-guide et des blocs obturateurs. Les fluides qui s'échappent du fond marin produisent essentiellement deux types de relief : des dépressions coniques et des mottes ou monticules de boue. Ils sont formés par l'expulsion d'eau interstitielle et par la production locale de gaz biogène (Nelson et al., 1979); ils se forment aussi par dissociation des hydrates de gaz et expulsion de gaz pétrogène, étant donné qu'ils sont couramment associés à des régions contenant des hydrocarbures profonds. C'est pourquoi ces formes de relief servent de repère dans la recherche des hydrocarbures (Hovland, 1981). Des formes semblables à des mottes de boue ont été observées sur la plate-forme sud-est de Baffin (Woodworth-Lynas, 1983a) et dans le sud de Terre-Neuve (G.B. Fader, communication personnelle, 1986). On n'en trouve généralement pas sur les plates-formes longeant la côte Est du Canada, mais il pourrait en exister sur le talus continental (Piper et Sparkes, 1987).

Les dépressions coniques du fond marin, que les Anglo-saxons désignent du nom de « pockmarks » (King et MacLean, 1970), se trouvent sur des fonds variant de moins de 100 m à plus de 4 000 m (Nelson et al., 1979; Flood, 1981). Au large de la côte Est du Canada, leur diamètre varie de 1 à 300 m, et leur profondeur peut atteindre 15 m (Josenhans et al., 1978; King, 1980). Elles s'observent, en général, dans des sédiments dont la texture varie de boueuse à sablo-boueuse. Leur formation résulte d'une remontée à la surface de gaz ou de liquide qui entraîne les sédiments et les met en suspension (fig. 14-27). Un glissement de terrain à l'intérieur de la dépression favorise sa croissance, et l'action des courants peut en allonger la forme, le grand axe parallèle à la direction du courant local. Les dépressions coniques n'ont pas une bordure surélevée. Leur profondeur dépend de leur largeur et de l'angle de pente naturel des sédiments dans lesquels elles se sont formées. Ainsi, dans les argiles épaisses, les dépressions sont larges et profondes, tandis que dans les boues silteuses et sableuses, elles sont petites et plus nombreuses. On en trouve sur la plate-forme Néo-Écossaise, où elles couvrent une superficie équivalant à un cinquième de la superficie des bassins, de sorte qu'une quantité importante de matériaux a été érodée (fig. 14-28). Par association avec les affouillements glaciels, on pense que certaines dépressions pourraient résulter d'une expulsion de fluide interstitiel déclenchée par un affouillement. Elles représentent un danger pour les structures reposant sur le fond marin, à cause de leurs dimensions et de leur forme, et elles peuvent poser des problèmes aux concepteurs des fondations. On sait peu de choses sur la fréquence, l'ampleur ou la trajectoire de migration des fluides à travers les sédiments. Leur sortie à la surface pourrait éroder les sols de fondation des structures et, si en même temps d'importantes quantités de gaz étaient libérées, causer des incendies et peut-être nuire à la flottabilité des structures flottantes du voisinage. Cela dit, les opinions diffèrent quant aux effets du dégagement de gaz sur la stabilité des corps flottants (W. Bobby, communication personnelle, 1987). On croit en général que le gaz interstitiel modifie les propriétés géotechniques des sédiments, et sa présence rend ces propriétés difficiles à déterminer (Esrig et Kirby, 1977).

Des dépressions coniques ont été observées au large de la côte Est du Canada (voir la figure 2, en pochette), sur la plate-forme Néo-Écossaise par des fonds de 500 à 1 100 m, dans le chenal Laurentien par des fonds atteignant 420 m, dans la zone du chenal de l'Églefin et dans la baie Placentia, sur le talus au large du banc de Saint-Pierre par des fonds atteignant 1 200 m, et dans le col de Hopedale de la plate-forme du Labrador jusqu'à 500 m de profondeur (MacLean et King, 1971; Josenhans et al., 1978; Fader et al., 1982; Hutchins et al., 1985; Fader et Miller, 1986).

La présence de gaz interstitiel dans des sédiments superficiels peut s'observer sur des profils sismiques haute résolution, en raison de ses effets sur la réflectivité (fig. 14-29). La présence de gaz a pour effet d'augmenter l'impédance acoustique, causant des réflexions qui semblent anormalement diffuses ou nettes. Comme cet effet est souvent important au point d'empêcher les ondes acoustiques de pénétrer dans les sédiments sous-jacents au gaz, ce dernier tient lieu en quelque sorte de « masque » acoustique (Keen et Piper, 1976; Howells et McKay, 1977; Fader et Miller, 1986).

Érosion et sédimentation

J.V. Barrie

Par « transport sédimentaire », on entend généralement le transfert de grains de sédiments reposant sur le fond marin par des forces hydrodynamiques naturelles; or, ce transport peut également être opéré ou favorisé par des secousses sismiques, par des contraintes gravitationnelles et par

le processus de la bioturbation. Il a y érosion lorsque le volume de sédiments transportés hors d'une zone est plus élevé que le volume qui s'y accumule, et sédimentation dans le cas contraire. Lorsqu'il y a suffisamment de sédiments mobilisés dans une zone pour être transportés, les dépressions sous-marines ont tendance à se remplir, et les figures sédimentaires à se déplacer. L'action des vagues et les secousses sismiques peuvent créer une pression interstitielle qui, dans des cas extrêmes, est susceptible de causer une liquéfaction du fond marin (perte de résistance au cisaillement). Quatre processus (affouillement, remplissage, migration des figures sédimentaires et liquéfaction) concourent à l'instabilité du fond marin, et il faut en tenir compte dans la conception et la maintenance des plates-formes de production à embase-poids et sur piles, des pipelines, des trous pratiqués dans le fond marin (pour installer des têtes de puits à une profondeur où ils sont à l'abri des quilles de glace), des chenaux maritimes et des lieux de décharge.

Lorsqu'un obstacle s'interpose dans un système de transport sédimentaire en équilibre, les conditions hydrodynamiques et sédimentaires s'y adaptent, généralement par un accroissement de la vitesse et de la turbulence de l'écoulement. Cette condition peut provoquer l'affouillement du fond marin, qui se poursuivra jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit atteint. Un affouillement se produisant autour d'une structure à embase-poids va généralement sous-caver le pourtour de la fondation et provoquer un balancement de la structure sous la poussée des vagues, des courants forts ou des glaces. Ce balancement répété peut provoquer un pompage, une accumulation de pression interstitielle et un fluage des sédiments sous la fondation, et éventuellement causer un tassement ou une inclinaison indésirable. Un cas extrême d'érosion par balancement a été observé à la Christchurch Bay Tower, en mer du Nord, par 8,4 m d'eau; en l'absence de jupes de fondation, les vagues et les courants de tempête ont sous-cavé la base et déclenché un mouvement de balancement libre qui a fait gîter la structure de 4° (Dahlberg, 1982).

L'érosion autour des piles et des structures a pour effet de diminuer leur surface de contact avec le fond marin qui les supporte et de réduire leur résistance aux forces latérales exercées par les vagues, les courants, les vents ou les glaces. Par exemple, il s'est produit un affouillement de plus de 6 m autour des piles d'une structure stationnée au-dessus du champ Leman, en mer du Nord, par 35 m d'eau (van Dijk, 1980). On a aussi observé une érosion du fond marin jusqu'à une profondeur de 4 m, sous une colonne d'eau de 20 m, autour des jambes de plates-formes auto-élévatrices au large de l'île de Sable, sur la plate-forme Néo-Écossaise (C.L. Amos, communication personnelle, 1986), ainsi qu'un affouillement de 2 m à la base de la plate-forme à embase-poids Frigg TP-1, en mer du Nord (Dahlberg, 1982). Le processus d'affouillement pourrait donc, en l'absence de mesures préventives adéquates, déplacer et endommager sérieusement une structure. L'érosion et la migration des figures sédimentaires du fond marin autour des pipelines peut sous-caver le sol au point de laisser les pipelines suspendus et soumis au flambage et à la fatigue, en particulier si la vibration causée par les courants coïncide avec la fréquence de vibration naturelle de la partie suspendue (Dahlberg, 1982). Par exemple, la Philpott Consulting Limited (1986) a décrit un cas d'affouillement de sol ayant laissé une section de canalisation suspendue au pipeline Ekofisk-Emdem, en mer du Nord, et un autre dans la baie de Fundy.

Le remplissage sédimentaire ou siltation, résulte directement d'une modification de la vitesse des courants proches du fond marin, qui peut être déclenchée par des structures marines, en particulier dans les milieux littoraux et estuariens. Mis à part le problème bien connu de l'ensablement des chenaux maritimes et des barrages de centrale marémotrice, il y a des excavations extracôtières, les trous de tête de puits par exemple (Rochelle et Simpson, 1981), qu'il faut absolument garder à l'abri de tout processus de remplissage. Les figures sédimentaires du fond marin mobi-

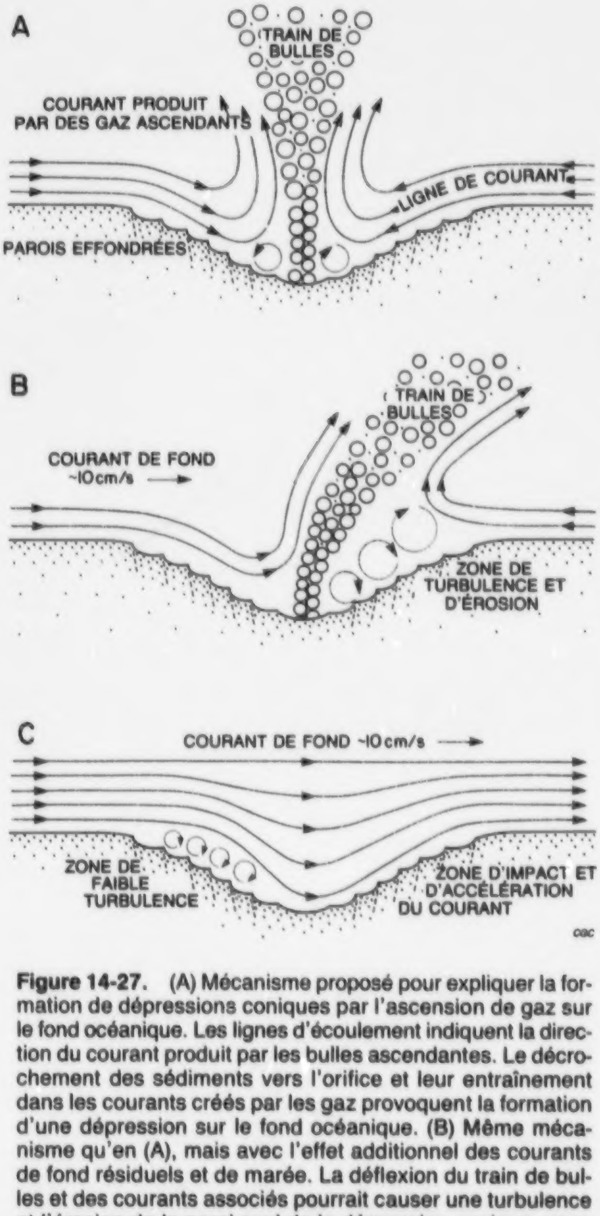


Figure 14-27. (A) Mécanisme proposé pour expliquer la formation de dépressions coniques par l'ascension de gaz sur le fond océanique. Les lignes d'écoulement indiquent la direction du courant produit par les bulles ascendantes. Le décrochement des sédiments vers l'orifice et leur entraînement dans les courants créés par les gaz provoquent la formation d'une dépression sur le fond océanique. (B) Même mécanisme qu'en (A), mais avec l'effet additionnel des courants de fond résiduels et de marée. La déflexion du train de bulles et des courants associés pourrait causer une turbulence et l'érosion de la paroi aval de la dépression conique, avec pour effet d'en allonger la forme. (C) Allongement de dépressions coniques inactives par des courants de fond (tiré de Josenhans et al., 1978).

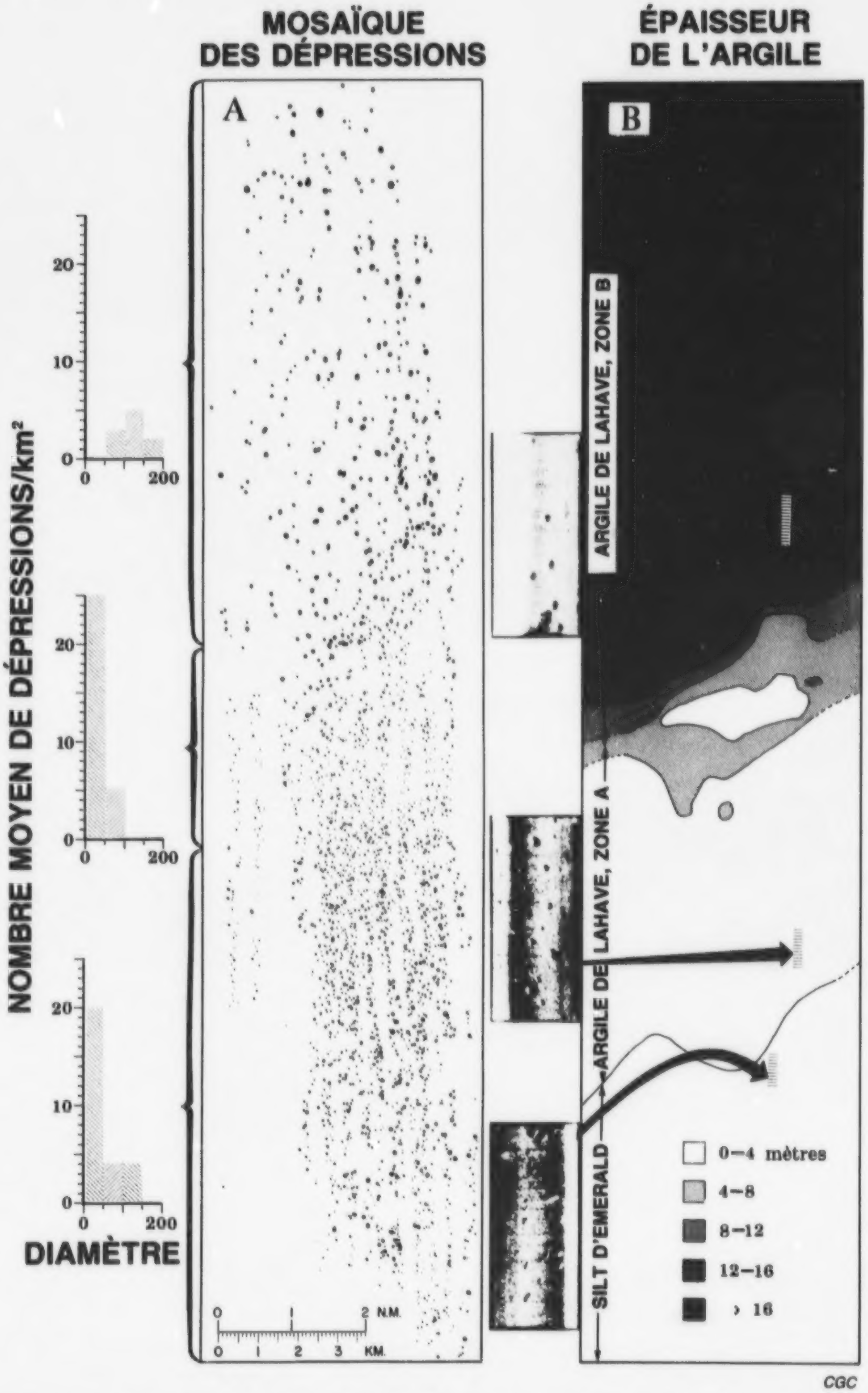
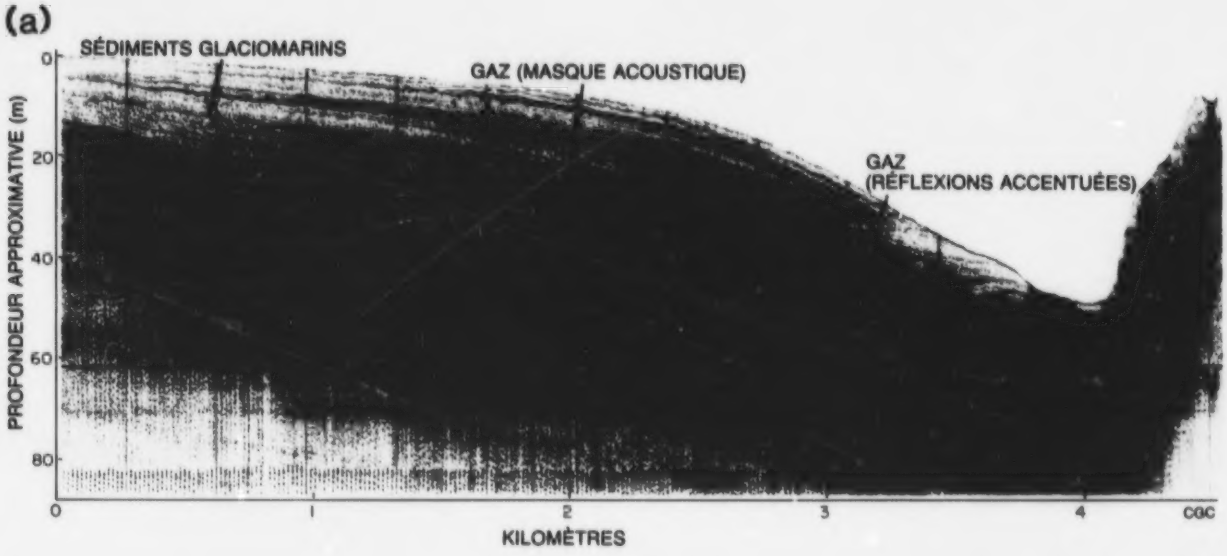


Figure 14-28. Mosaïque du fond (A) du bassin d'Émeraude sur la plate-forme Néo-Écossaise, montrant l'incidence des dépressions coniques sur le fond du bassin et mettant en corrélation leur densité et leurs dimensions avec l'épaisseur des argiles (B) (tiré de Josenhans et al., 1978).



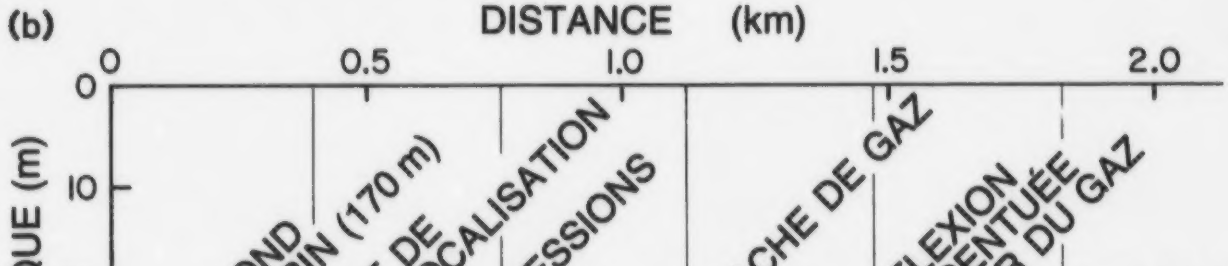


Figure 14-29. Profils de sismique-réflexion montrant des sédiments chargés de gaz. (a) Masque acoustique et réflexions accentuées dans des sédiments glaciomarins du bassin Downing, dans les Grands Bancs de Terre-Neuve (tiré de Fader et Miller, 1986). (b) Dépressions coniques avec panache de gaz et réflecteur accentué dans des sédiments glaciomarins de la partie nord-ouest de la cuvette Karlsefni, dans le nord de la plate-forme du Labrador.

les peuvent, en se déplaçant, ensevelir des structures reposant sur le fond marin, en particulier des pipelines, et exercer sur elles une charge indue. Les formes sous-marines de grandes dimensions, transversales par rapport à l'écoulement, telles que les mégarides et les vagues de sable (voir le chapitre 11), sont particulièrement importantes à cet égard.

L'augmentation de la pression interstitielle et la liquéfaction des sédiments sous l'action des vagues ou des secousses sismiques sont des phénomènes encore mal connus, et les données disponibles à ce sujet sont quelque peu circonstantielles (Herbich et al., 1984). Seed et Rahman (1977) ont proposé un modèle analytique pour évaluer l'ampleur des pressions interstitielles résiduelles et le risque de liquéfaction des sables sous-marins sous l'action des vagues. Strachan (1984) a proposé une méthode pour détecter la liquéfaction en utilisant les ondes acoustiques, en particulier les ondes transversales. Les études de liquéfaction en bassin sont difficiles à réaliser, du fait que dans ce milieu artificiel, les ondes sont trop courtes pour reproduire la distribution des contraintes à l'intérieur des sédiments. Peu de mesures de la pression interstitielle ont été faites sur le terrain avec des piézomètres (Herbich et al., 1984). Les processus de transport de masse gravitaire résultant d'une liquéfaction sont décrits aux chapitres 10 et 11; les instabilités résultantes, considérées comme des contraintes, seront examinées plus loin dans le présent chapitre. Les quatre processus (affouillement, remplissage, charge par migration de figures sédimentaires du fond marin et liquéfaction) peuvent se produire dans des milieux hydrodynamiques agités, comme la zone côtière et la plate-forme continentale.

L'explication de la formation des affouillements et la prévision de leur profondeur sont entachées d'une grande incertitude, en particulier quand il faut tenir compte à la fois des vagues et des courants; la difficulté d'évaluer la stabilité des sites d'entreposage des matériaux de dragage dans l'estuaire de la Miramichi le montre bien. En outre, la Philpott Consulting Limited (1986) a indiqué que les courants sont les principaux agents d'affouillement, tandis que Clark et Novak (1984) ont montré, à partir d'études en canal de simulation, que le taux d'affouillement augmente lorsque l'effet des vagues se superpose à celui des courants. Comme le rapport du taux de transport à la vitesse de l'écoulement est une relation non linéaire, les modèles numériques de prévision de ces phénomènes ne peuvent servir qu'à estimer des valeurs de premier ordre (Weare, 1982), et les modèles physiques sont d'un emploi difficile à cause de problèmes de mise à l'échelle que posent la granulométrie des sédiments et la rugosité du fond, deux paramètres clés. Cela est particulièrement vrai dans les régions où le transport sédimentaire est intermittent et très intense, comme sur la plate-forme Néo-Écossaise, soumise à l'action prédominante des tempêtes (Hodgins et al., 1986), et les Grands Bancs de Terre-Neuve, qui subissent l'action prédominante des vagues. Plus la mise en valeur du fond marin s'effectuera dans des zones à haute teneur en sable, plus il sera nécessaire de prendre des mesures pour régler le problème du transport des sédiments.

Les méthodes actuellement utilisées pour diminuer l'affouillement autour des structures sont variées et font notamment intervenir les techniques suivantes : 1) l'enfouissement, 2) le blindage ou le remblayage avec des matériaux grossiers non érosifs, 3) le filtrage ou la mise en place d'une couche perméable, pour réduire la vitesse des courants et l'écoulement turbulent près du fond marin, 4) la pose de tabliers ou de jupes autour des structures, 5) l'étayage, pour appuyer et ancrer les pipelines sur le fond marin, et 6) la construction de plages sacrificielles autour des structures insulaires, où il manque un blindage approprié (Herbich et al., 1984; Philpott Consulting Limited, 1986). Dans la plupart des cas, les mesures de lutte contre les affouillements par les courants, les remplissages et la liquéfaction des sédiments sont efficaces, de sorte que l'industrie exécute peu d'études sur le transport des sédiments et se montre peu innovatrice dans ses choix, ce qui pourrait lui être coûteux (Philpott Consulting Limited, 1986). On a rarement tenté d'évaluer les avantages à concevoir des structures dont la forme et la position permettent de tirer parti des processus naturels, comme l'enfouissement naturel des pipelines et le remblayage des tranchées de pipeline à la faveur du transport des sédiments de fond. Au large de la côte Est du Canada, l'évaluation des processus d'érosion et de sédimentation exige la mise en oeuvre de programmes d'observation à long terme, afin d'obtenir des données sur les vagues et les courants qui se produisent peu fréquemment mais avec une forte intensité.

Affouillement glaciel

C.F.M. Lewis et C.M.T. Woodworth-Lynas

Les icebergs qui se détachent des glaciers au Groenland et dans l'est de l'Arctique canadien sont transportés vers le sud par des courants longeant les côtes de l'île de Baffin et du Labrador, jusqu'aux Grands Bancs de Terre-Neuve et parfois même au-delà (fig. 14-30). Des îles de glace et des floes de glace de mer en provenance de l'océan Arctique dérivent jusque dans les chenaux de l'archipel arctique. Les floes de glace comportent en général des crêtes de pression dont les appendices sous-glaciels forment des quilles. Les quilles des icebergs et des crêtes de glace de mer peuvent heurter ou draguer le fond océanique, laissant des marques d'affouillement dans les sédiments. L'affouillement glaciel remanie et modifie les propriétés du fond marin (Silva et al., 1985) et, en conséquence, constitue un risque pour les structures et installations sous-marines telles que câbles, pipelines et têtes de puits. Ce phénomène a été reconnu comme dangereux dans la mer de Beaufort, où il est causé par la glace de mer et les îles de glace et, par la suite, au large de la côte Est du Canada, où il est surtout le fait des icebergs (voir par ex. Shearer, 1971; Pelletier et Shearer, 1972; Harris, 1974; Harris et Jollymore, 1974). Dans la présente section, il sera surtout question des affouillements dus aux icebergs, bien que plusieurs méthodes d'évalution des dangers causés par les affouillements s'appliquent tout autant à la glace de mer.

Icebergs

Dans la baie de Baffin, on dénombre environ 40 000 icebergs qui proviennent principalement de glaciers de marée à écoulement rapide situés au nord de l'île Disko, dans l'ouest du Groenland et dans la baie de Melville (Mellville Bugt) (Dinsmore, 1972). Certains ont une masse pouvant atteindre de 25 à 30 millions de tonnes. Les courants longeant les plates-formes de l'île de Baffin et du Labrador transportent un grand nombre de ces icebergs vers le sud, jusque sur la marge continentale de l'Est du Canada. Le flux annuel moyen diminue vers le sud : environ 3 000 ice-

bergs traversent le détroit d'Hudson, 1 000 le détroit de Belle Isle et environ 400 franchissent la latitude 48°N et parviennent jusqu'aux Grands Bancs de Terre-Neuve (Ebbesmeyer et al., 1980). Le flux annuel est variable; par exemple, le nombre d'icebergs sur les Grands Bancs a varié de nul à plus de 2 000. Ces variations ont été attribuées à des fluctuations des taux de vêlage des glaciers d'origine et des mécanismes de transport (Dinsmore, 1972; Walsh et al., 1986). Les icebergs se désagrègent rapidement sous l'action des vagues et des eaux superficielles chaudes, en particulier en l'absence de glace de mer, de sorte qu'ils deviennent progressivement moins stables dans les eaux méridionales. Un iceberg de 50 m de haut, par exemple, roule fréquemment et fond en moins de deux semaines dans la dérive nord-atlantique, au sud des Grands Bancs (Murray, 1969; Dinsmore, 1972; White et al., 1980). Le flux d'icebergs dérivant vers le sud est saisonnier, leur nombre étant plus élevé au printemps et au début de l'été que durant le reste de l'année.

Les dimensions des icebergs varient beaucoup. Leur tirant peut être déterminé à partir de la profondeur des eaux dans lesquelles ils échouent et à partir d'observations sous-marines (Dinsmore, 1972; Danish Hydraulics Institute, 1979; El-Tahan et El-Tahan, 1982; Hotzel et Miller, 1983; Mobil Oil Canada, 1985). Les plus forts tirants se situent généralement entre 100 et 200 m, mais des dommages ont été causés à des instruments installés par des fonds de 427 m dans la baie de Baffin (Milne, 1969). On peut suivre le parcours des icebergs au moyen de balises communiquant avec des satellites, et par radar. Ces observations indiquent que les échouages sont nombreux (Woodworth-Lynas et al., 1985) (fig. 14-30), et que les gros icebergs peuvent demeurer échoués pendant une proportion importante (jusqu'à 47 %) de leur durée de vie (Robe, 1980, 1982).

Marques d'affouillement par des icebergs

Des marques d'affouillement ont été observées sur des sonogrammes à balayage latéral et sur des profils sismiques à haute résolution (fig. 14-31), à partir de submersibles et par des plongeurs autonomes (fig. 14-32). Ce sont des sillons incurvés ou linéaires, bordés de crêtes ou de bermes, ou des dépressions elliptiques ou circulaires. La morphologie de ces formes dépend de la force exercée par la glace de fond, laquelle est à son tour tributaire des vents, des courants et de la forme de l'iceberg, ainsi que de la forme de la quille qui érode le fond marin (fig. 14-32) (Hodgson et al., 1988). Les icebergs qui draguent le fond en se déplaçant créent des sillons à bermes latérales. Un iceberg qui avance par bonds successifs produit un chapelet de cratères (Bass et Woodworth-Lynas, 1986). Un iceberg au repos qui est balotté par les courants crée un cratère, ou une dépression, circulaire ou elliptique, entouré d'une berme. Des dépressions peuvent aussi se former lorsque des icebergs se fracturent et augmentent leur tirant d'eau en roulant sur eux-mêmes (fig. 14-33); ce processus est d'autant plus fréquent que les icebergs sont instables, soit pendant les périodes de désagrégation estivale et aux extrémités géographiques de l'aire de dispersion des icebergs (fig. 14-30) (Barrie et al., 1986; Clark et al., 1986; Hodgson et al., 1988).

La morphologie des marques d'affouillement dues aux icebergs dépend de la nature du fond marin. Dans les argiles peu plastiques, les marques d'affouillement sont relativement profondes (jusqu'à 6 m ou plus) et leurs parois latérales abruptes (jusqu'à 60° d'inclinaison). Dans les tills blocailleux, les marques d'affouillement sont moins profondes (en général moins de 4 m) et leurs bermes latérales ont une inclinaison inférieure à 15°; les bermes latérales peuvent être constituées en grande partie de concentrations linéaires de blocs dont le matériau fin a été vanné. Les marques d'affouillement dans des sédiments surconsolidés ou dans des sables caillouteux présentent en général un faible relief (moins de 1 m), et leurs parois latérales sont très peu inclinées (moins de 6°) (Lewis et al., 1982; Barrie, 1983).

Sur le fond marin, les traces d'affouillement par les icebergs sont abondantes lorsque de nombreux icebergs ont un tirant égal à la profondeur d'eau, et que les sédiments du fond sont cohésifs et conservent l'empreinte des marques d'affouillement. Aussi, la densité des marques d'affouillement est-elle maximale sur les plates-formes septentrionales, où le fond marin est par endroits affouillé sur toute sa surface. Par contre, en se rapprochant de la limite méridionale de l'aire de dispersion des icebergs, les marques d'affouillement glaciel de l'Holocène couvrent rarement plus de 5 % du fond marin, comme c'est le cas sur les Grands Bancs (d'Apollonia et Lewis, 1981).

Les marques d'affouillement sont, dès leur formation, sujettes à l'érosion. Les organismes fouisseurs ameublissent les sédiments cohésifs compactés, et les courants vannent les sédiments à grain fin des bermes exposées, ce qui donne lieu au remblayage des marques d'affouillement. Les courants peuvent causer une migration des figures sédimentaires au sein même des sillons d'affouillement. De plus, de nouvelles marques d'affouillement peuvent se superposer aux anciennes.

On a déterminé les dimensions des marques d'affouillement dues aux icebergs au moyen de données obtenues par sondage, levé sismique et sonographie à balayage latéral (d'Apollonia et Lewis, 1981; King et Gillespie, 1986) (fig. 14-34). Sur la plate-forme continentale, depuis les Grands Bancs de Terre-Neuve jusqu'au nord de l'île de Baffin, les profondeurs maximales moyennes des marques d'affouillement dans des zones d'échantillonnage de 2 km de longueur sont de 1,0, 1,8 et 1,9 m pour des profondeurs d'eau de moins de 100 m, de 100-200 m et de plus de 200 m respectivement. La longueur des marques d'affouillement est mal connue, étant donné qu'elle dépasse en général la largeur de la bande de visée latérale utilisée pour les repérer (0,4 à 1,5 km); cependant, des sections de 10 km de long ont été observées sur certains sonogrammes ou mosaïques de sonogrammes (King, 1976; Fader et King, 1981; Woodworth-Lynas et al., 1986). Des marques d'affouillement s'étirant sur 220 km de longueur ont été révélées par l'observation directe des icebergs au moyen d'un radar (Woodworth-Lynas et al., 1985). Il semble que les icebergs parviennent à franchir des reliefs, probablement par inclinaison et rotation (Ruffman, 1985; Woodworth-Lynas et al., 1985; Todd, 1984, 1986; Woodworth-Lynas et al., 1986). Des sillons ont été détectés sur des hauteurs de 15 m, et des icebergs affouillant le fond auraient, selon des observations radar, traversé des formes de relief de plus de 45 m. Les tendances directionnelles des marques d'affouillement dues à des icebergs dépendent de la dérive moyenne des masses de glace et, par conséquent, de la direction des courants qui les

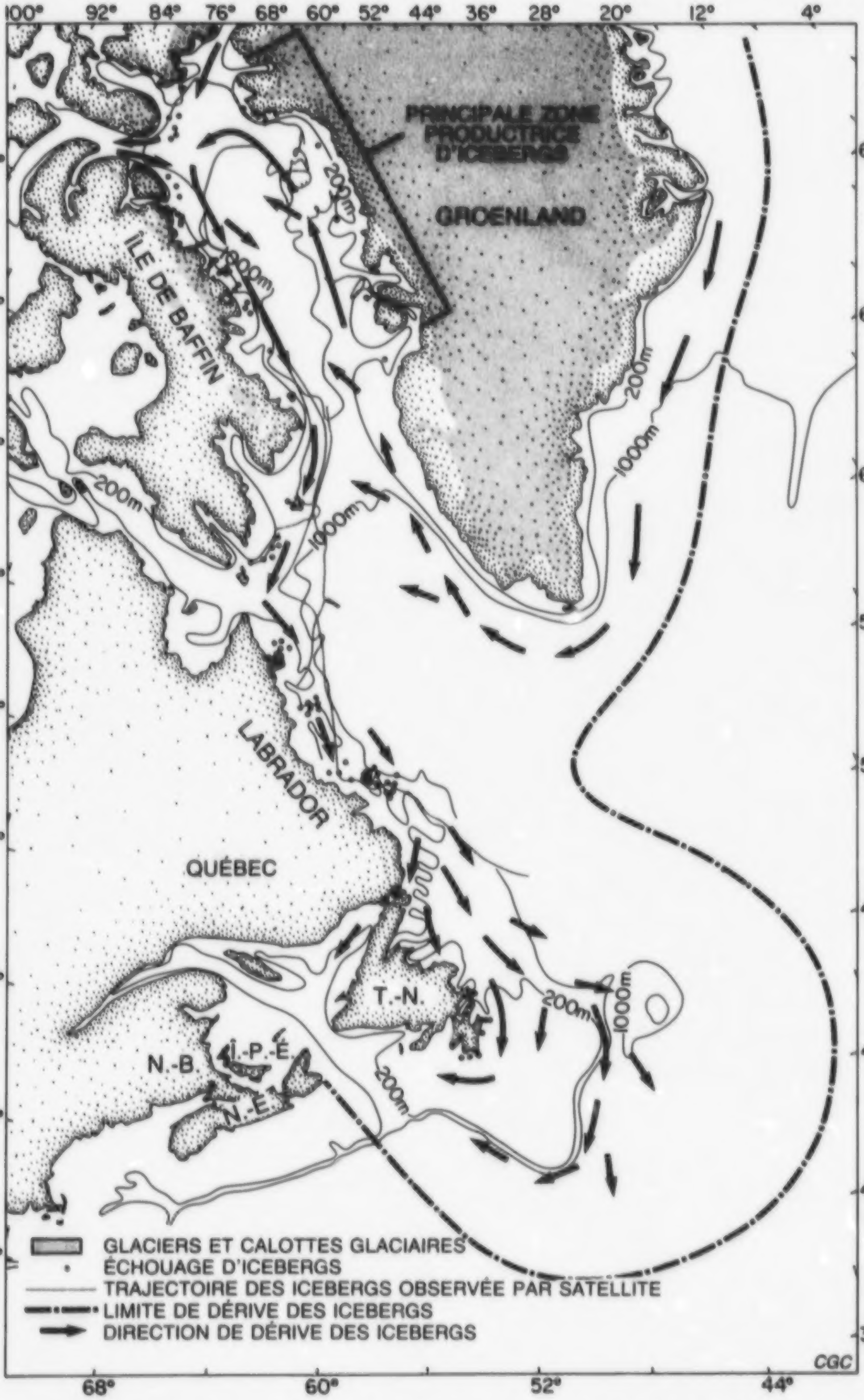
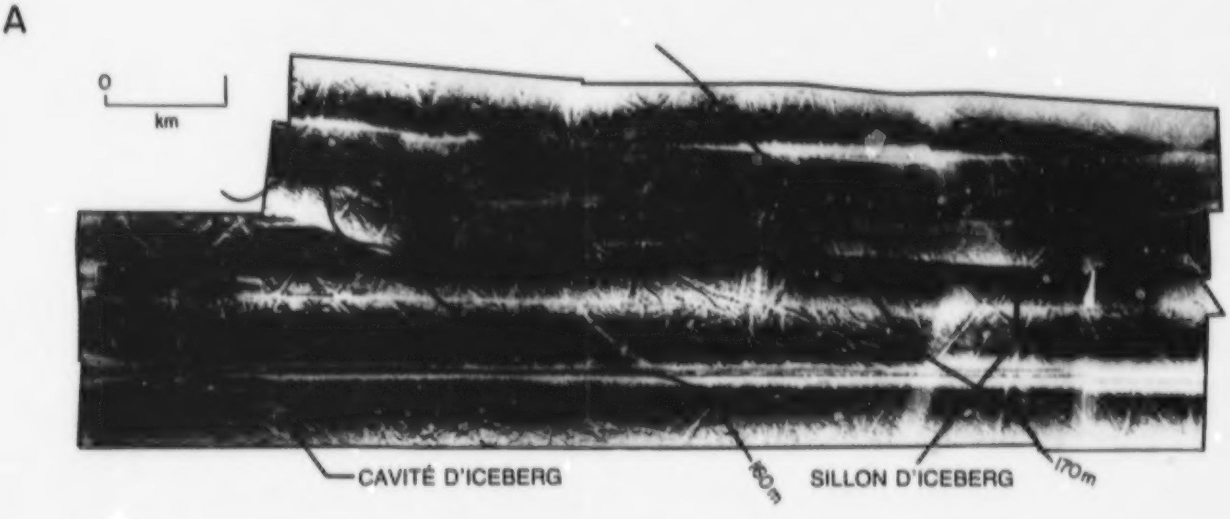


Figure 14-30. Position des glaciers et des calottes glaciaires, directions et sites d'échouage des icebergs, trajectoires d'icebergs poursuivis par des satellites, et limites extrêmes de l'aire de dispersion des icebergs (99^{e} percentile). Adaptation avec ajouts tirés de Robe (1980, 1982), Markham (1980, 1981), Woodworth-Lynas et al. (1985), El-Tahan et al. (1985) et Gosson (1985).



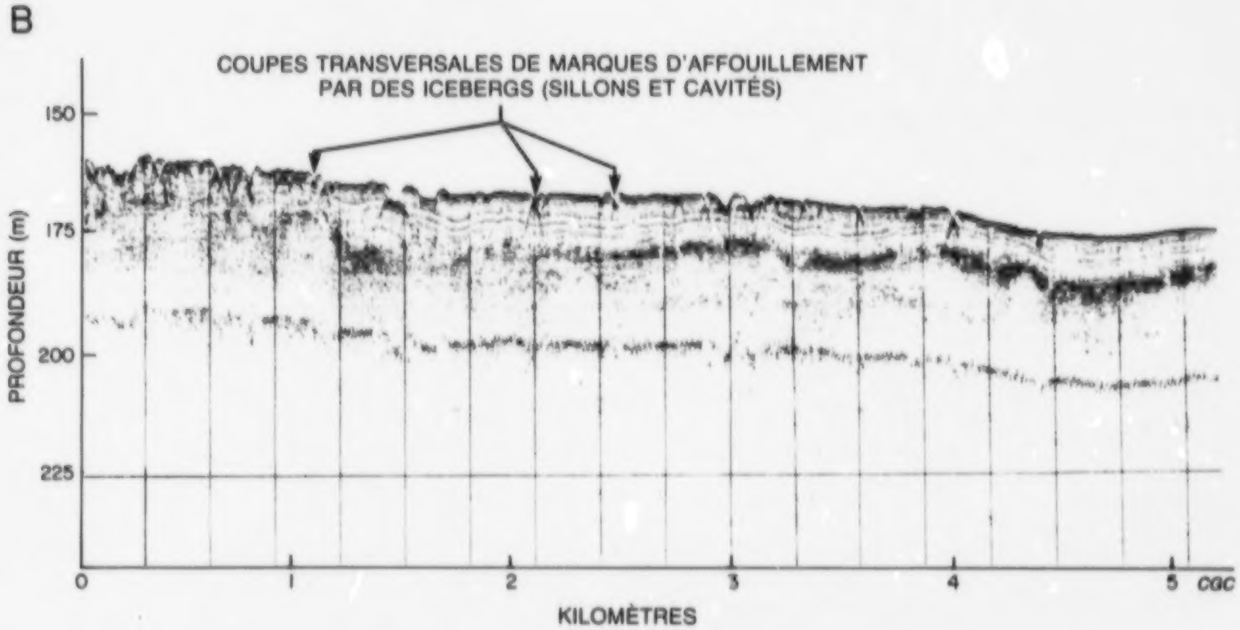


Figure 14-31. Mosaïque de sonogrammes obtenus par balayage latéral à 70 kHz (a) et profil sismique haute résolution obtenu au moyen d'un dispositif Huntec remorqué en profondeur (b) montrant des marques d'affouillement par des icebergs sur le fond océanique. À remarquer que la densité des marques d'affouillement est plus forte en eau peu profonde (moins de 170 m); on en déduit que la fréquence d'affouillement est d'autant plus élevée que les icebergs ont un faible tirant d'eau. Cette mosaïque de sonogrammes couvre le flanc ouest de la cuvette Karlsefni, dans la partie septentrionale de la plate-forme du Labrador. Le profil sismique Huntec traverse approximativement le centre de la mosaïque.

entraînent (fig. 14-30) (Todd, 1984, 1986), mais le vent et, présumément, la glace de mer influent également sur la trajectoire des icebergs (Smith et Banke, 1983).

Marques d'affouillement reliques laissées par des icebergs

Les marques d'affouillement reliques sont celles auxquelles se superposent des marques plus récentes d'orientation et de dimensions différentes et qui se trouvent dans des zones où il n'y a plus d'icebergs ou dans des zones où les icebergs ne touchent plus le fond, par suite d'une augmentation de la profondeur de l'eau ou d'une diminution de la taille des icebergs. On a repéré des marques d'affouillement reliques au-delà des limites actuelles de l'aire de dispersion des icebergs, soit dans le chenal Laurentien et dans l'ouest des Grands Bancs, sur la plate-forme Néo-Écossaise, dans la baie de Fundy et dans la baie d'Hudson (King, 1976, 1980; Whittaker et al., 1985). On en a relevé dans des eaux plus profondes, au large des plates-formes de l'île de Baffin et du Labrador, par des fonds atteignant 715 m, dans la passe Flamande, sur le talus au large des Grands Bancs de Terre-Neuve, jusqu'à 650 m, et au large du talus Néo-Écossais, par des fonds de 600 m (Monahan et Macnab, 1975; Hutchins et al., 1985; Pereira et al., 1985; Praeg et al., 1986, 1987). Les marques d'affouillement les plus profondes sont des marques reliques: des sillons de 20 et 9 m de profondeur ont été repérées dans des sédiments glaciaires du chenal Laurentien et du chenal d'Avalon respectivement (d'Apollonia et Lewis, 1981; Fader et al., 1982).

L'âge des marques d'affouillement reliques est inconnu. Leur présence au-delà de l'aire actuelle de dispersion des icebergs et leur superposition à des sédiments glaciaires indiquent qu'elles remontent à des périodes de fragmentation de plates-formes glaciaires et de couvertures glacielles qui se situent au Pléistocène tardif. On ne trouve généralement pas de marques d'affouillement reliques sur les surfaces post-glaciaires des bancs de la plateforme Néo-Écossaise et des Grands Bancs de Terre-Neuve, au-dessus de 100 m environ, probablement en raison de l'érosion qui a eu lieu au cours de l'épisode de transgression du Wisconsinien tardif et de l'Holocène. Rares sont les parties des plates-formes situées au nord de 48°N environ à avoir jamais émergé au cours du Pléistocène; étant donné, donc, que ces plates-formes n'ont pas été érodées au cours de l'épisode de transgression du Wisconsinien tardif et de l'Holocène, des traces d'affouillement reliques pourraient avoir subsisté à des endroits actuellement soumis à l'affouillement.

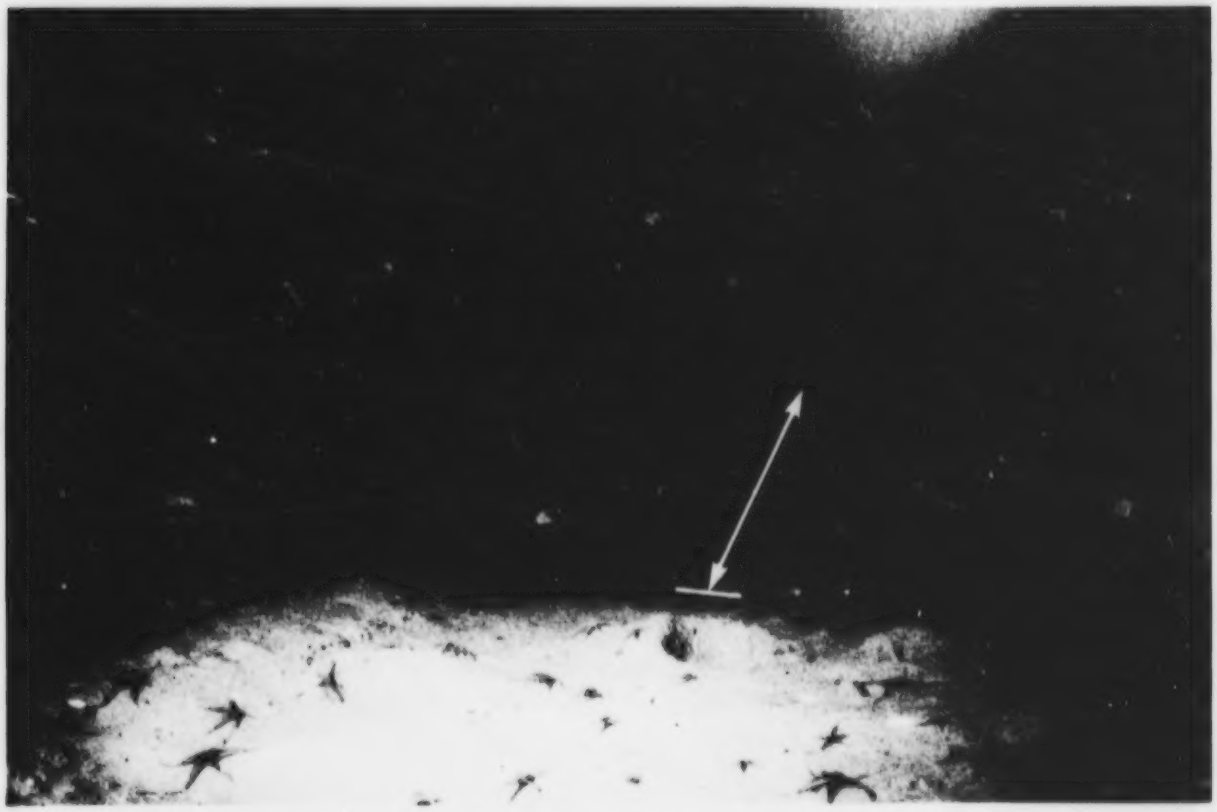


Figure 14-32. Photographie sous-marine de la quille d'une petite île de glace échouée (iceberg) au repos après avoir affouillé le fond marin près de l'ouest de l'île Byam Martin, dans le centre de l'archipel arctique (tiré de McLaren, 1982). La berme de sédiments déplacés près de la quille de glace mesure environ 80 cm de haut (flèche).

Les marques d'affouillement reliques ne présentent évidemment pas autant de dangers pour la stabilité des structures reposant sur le fond marin que les marques récentes. Elles pourraient néanmoins constituer un obstacle aux activités anthropiques dans la mesure où elles ampifient l'irrégularité du fond marin; les pipelines, par exemple, risquent de flamber si les parties non soutenues sont trop longues. De plus, il pourrait s'avérer nécessaire de concevoir des fondations spéciales pour les structures à embase-poids, afin qu'elles puissent résister adéquatement aux glissements horizontaux causés par les vagues et la glace (Bea, 1986; Lien, 1986).

Estimation de la probabilité d'une collission avec un iceberg

L'affouillement du fond marin par les icebergs a déjà endommagé des câbles de communication. C'est pourquoi on a tenu compte de ce phénomène dans la conception d'autres installations sous-marines. On dénombre 25 cas où des câbles ont été endommagés par des icebergs sur les plates-formes bordant Terre-Neuve, l'île de Baffin et le sud-ouest du Groenland (fig. 14-30); plus de 90 % d'entre eux sont concentrés dans l'intervalle de profondeurs 59-240 m (Gustajtis, 1979; El-Tahan et al., 1985). Les risques d'affouillement glaciel ont imposé des contraintes dans l'installation des câbles d'électricité sous-marins à travers le détroit de Belle Isle. Dans le centre de l'archipel arctique, on a proposé de percer des tunnels sous la zone côtière en les faisant déboucher à une profondeur d'eau de 50 m, afin de protéger les gazoducs contre l'affouillement glaciel (Palmer, 1985). Dans le bassin de Sverdrup, on a protégé une conduite de gaz sous-marine en l'enfouissant et en congelant artificiellement les sédiments encaissants dans le cadre d'une étude de faisabilité (Palmer et al., 1979; Van Ieperen, 1985).

La conception des structures destinées à l'exploitation des hydrocarbures extracôtiers doit tenir compte des dommages susceptibles d'être causés par une collision avec des quilles de glace. Pour évaluer ce risque, il faut procéder à des estimations probabilistes de la fréquence prévue des affouillements et de la distribution des profondeurs d'affouillement. Les effets de la charge exercée et de la déformation s'opérant dans des sédiments affouillés par des quilles de glace doivent également se répercuter sur les structures enfouies. Les méthodes actuellement mises au point ou envisagées pour évaluer la fréquence des affouillements et la distribution des profondeurs d'affouillement par la glace de mer et les icebergs sont résumées au tableau 14-6.

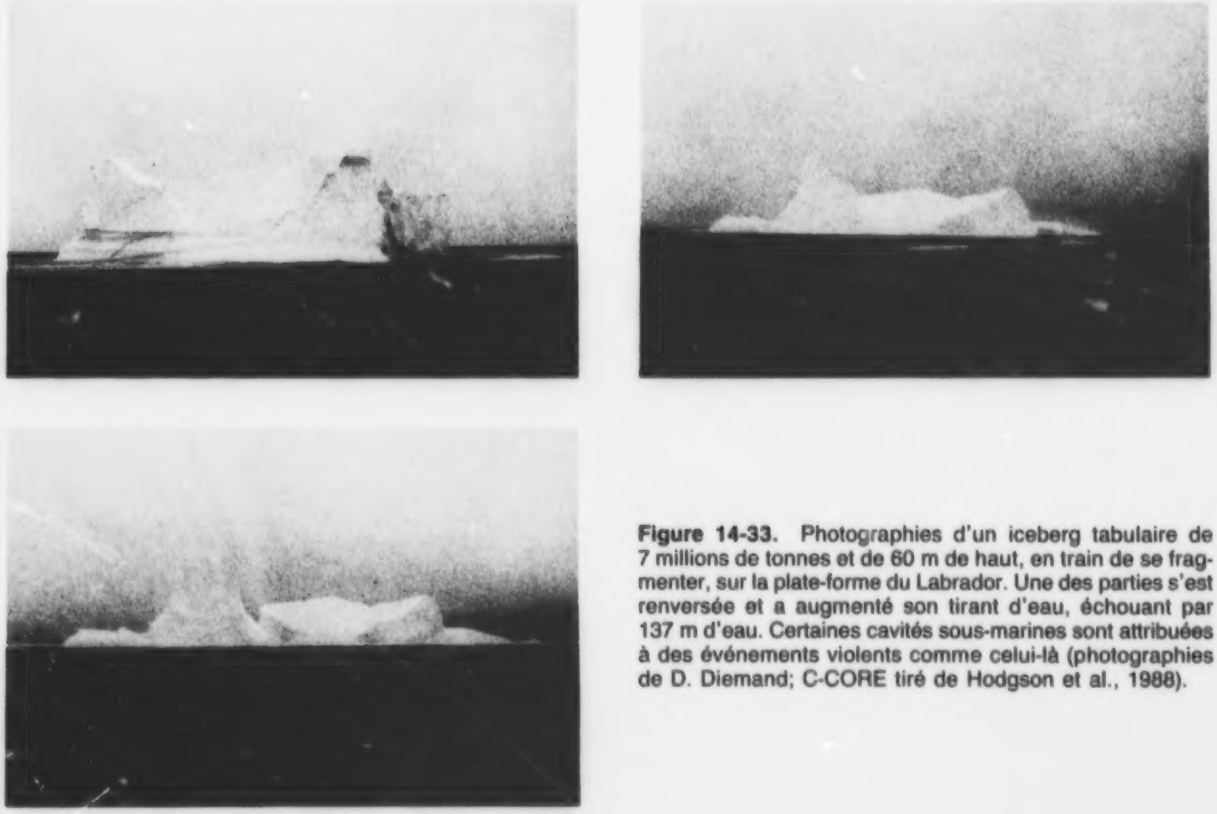


Figure 14-33. Photographies d'un iceberg tabulaire de 7 millions de tonnes et de 60 m de haut, en train de se fragmenter, sur la plate-forme du Labrador. Une des parties s'est renversée et a augmenté son tirant d'eau, échouant par 137 m d'eau. Certaines cavités sous-marines sont attribuées à des événements violents comme celui-là (photographies de D. Diemand; C-CORE tiré de Hodgson et al., 1988).

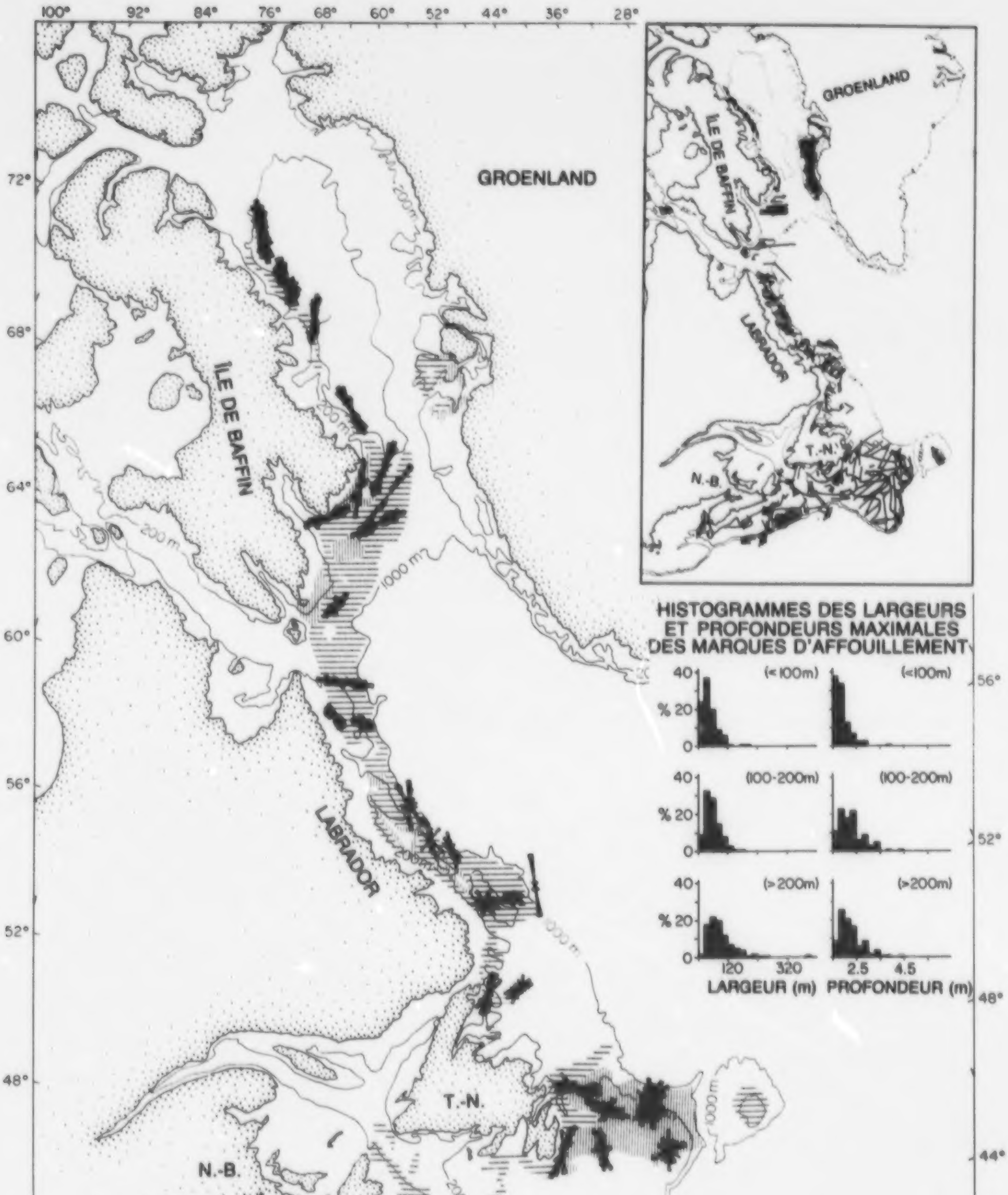


Figure 14-34. Répartition des marques d'affouillement par les icebergs. Des diagrammes en rosette représentent la direction des affouillements et des histogrammes, les profondeurs et largeurs maximales d'affouillement dans des zones d'échantillonnage de 2 km de long sur la marge continentale, allant du nord de l'île de Baffin jusqu'au nord des Grands Bancs de Terre-Neuve par des fonds de < 100 m, 100-200 m et de > 200 m. Ces renseignements sont tirés de banques de données sur les marques d'affouillements constituées par d'Apollonia et Lewis (1981), Todd (1984), King et Gillespie (1986), Harris (1974), Harris et Jollymore (1974), King (1976), Lewis et al. (1977, 1980), Brett et Zarudzki (1979), Gustajtis (1979), Barrie (1980), Fader et King (1981) et Lewis et Barrie (1981). Les lignes sur lesquelles des observations ont été faites sont figurées en médaillon.

Tableau 14-6. Méthodes d'estimation de la fréquence et de la profondeur de pénétration des affouillements glaciels.

Méthode	Principe	Application	Références
1. Cartographie répétitive des affouillements glaciels	En comparant des cartes et des profils répétitifs du fond marin, on détermine, on mesure et on compte les affouillements nouvellement formés. On calculé les taux de récurrence des affouillements de différentes profondeurs.	Applicable lorsque les affouillements restent identifiables pendant la période de la cartographie (de 1 à 10 années environ), c'est-à-dire lorsque les affouillement se forment plus vite qu'ils ne se dégradent. On considère généralement ce procédé comme une méthode de contre-vérification des autres évaluations de la profondeur et de la fréquence des affouillements. On en fait largement usage dans le cas de l'affouillement glaciel dans la mer de Beaufort.	Hnatiuk et Brown, 1977 Hnatiuk et Wright, 1983 Reimnitz et al., 1977 Barnes et al., 1978 Lewis, 1978 Weeks et al., 1986 Woodworth-Lynas et Barrie, 1985 Lewis et Parrott, 1987
2. Mesure de la fréquence des échouages d'icebergs	À partir des observations de leur vitesse, on détermine qu'un iceberg est échoué lorsqu'il reste sans bouger pendant plus d'un cycle de marée. La fréquence des échouages est calculée comme le rapport du nombre d'icebergs échoués au nombre total d'icebergs observés pendant la période d'observation.	S'applique aux icebergs transportés par les courants de Baffin et du Labrador dont les trajectoires ont été surveillées au moyen (1) de radio-balises suivies par satellite et (2) de radars installés sur des plates-formes de forage et sur la terre ferme.	Robe, 1980, 1982 El-Tahan et al., 1985 Woodworth-Lynas et al., 1985
3. Tirant d'eau et flux des quilles de glace	En connaissant le flux et la distribution annuels des tirants d'eau des quilles de glaces de mer ou d'icebergs, il est possible de calculer la fréquence annuelle des contacts glace-fond marin pour des zones de bathymétrie connue.	On obtient des donées sur la profondeur de la quille de glace au moyen de sonars posés sur le fond ou entre deux eaux, faisceau vers le haut, ou bien déduit à partir de la distribution des hauteurs des crêtes.	Pilkington et Marcellus, 1981
		Dans le cas des icebergs, la distribution des tirants d'eau s'obtient par mesure directe ou par corrélation avec d'autres paramètres mieux connus des icebergs (par exemple, la distribution des masses ou les dimensions émergées).	Gustajtis, 1979, Kollmeyer, 1980 Benedict et Lewis, 1983 Gaskill et al., 1985 d'Apollonia et Lewis, 1986
4. Dégradation des affouillements	Méthode fondée sur le postulant que si la vitesse de dégradation des affouillements est connue pour une région donnée, on peut calculer un taux de formation d'affouillements qui tient compte des affouillements oblitérés (remplis) et creusés de nouveau.	S'applique quantitativement à la fois à la glace de mer et aux icebergs. Emploi restreint par une connaissance limitée des processus de dégradation et de leurs vitesses.	Lewis, 1978 Gaskill et al., 1985 Gaskill, 1986 Weeks et al., 1986
5. Datation relative absolue des affouillements	On détermine la succession et l'âge relatif des marques d'affouillement qui se recoupent, à partir de leurs relations mutuelles.	La datation relative des affouillements ne s'emploie que dans les zones où les marques d'affouillement se recoupent. On a déterminé des domaines comptant jusqu'à 12 classes d'âges de marques se recoupant sur les plates-formes du Labrador et de Baffin.	Woodworth-Lynas, 1983b
	En déterminant l'âge relatif des affouillements par rapport à d'autres entités sous-marines d'âge connu, par exemple un câble sous-marin, des figures sédimentaires de fond marin dont la vitesse de migration est connue, des marques de chalut de pêche ou des populations fauniques à taux de colonisation connu, on peut parfois estimer une fréquence d'affouillement.	La méthode pourrait être utile lorsque des entités connues existent, mais elle n'est pas encore appliquée.	Fader et King, 1981 Amos et Barrie, 1985
	L'âge relatif des affouillements se déduit également de leur état relatif de dégradation (vieillissement).	S'applique quantitativement d'après des observations sous-marines dans la mer de Beaufort et sur la plate-forme du Labrador.	Shearer et Blasco, 1975, 1986 Josenhans et Barrie, 1982
	L'âge absolu d'un affouillement est encadré par les âges du sédiment affouillé et du sédiment de remblayage, déterminés par des méthodes classiques.	La datation absolue convient le mieux à des affouillements plus anciens remblayés de sédiments; cela a été démontré pour la mer de Beaufort et pour la partie nord-est de la plate-forme de Terre-Neuve.	Kenting Exploration, 1975 Mudie, 1986

Tableau 14-6. (suite)

Méthode	Principe	Application	Références
6. Zone de paléo-affouillement	Dans des zones de sédiments cohésifs où la fréquence d'affouillement est élevée, la base du sédiment perturbé par la glace (zone de paléo-affouillement) se reconnaît, par exemple, sur un profil de sismique-réflexion, et indique une profondeur à laquelle des structures pourraient être érigées en toute sécurité.	Peut s'employer dans les zones médianes de la plate-forme de la mer de Beaufort, où on trouve des sédiments cohésifs. La base de la zone de paléo-affouillement est la profondeur d'affouillement prévue pour une période de récurrence, équivalant à la durée complète de l'affouillement glaciel. Elle indique généralement une profondeur prudente (sûre mais coûteuse) pour l'enfouissement d'un pipeline. Dans des zones d'affouillement galciel résiduel, l'enfouissement d'une pipeline à la base d'une zone de paléo-affouillement pécherait par excès de prudence. Dans la zone côtière, où les sédiments granulaires abondent davantage, une zone de paléo-affouillement n'est pas toujours identifiable.	M.J. O'Connor et S.M. Blasco, communication personnelle, 1982 Pilkington, 1985, 1986
7. Paramètres géologiques	Lorsque le début de l'affouillement glaciel est contrôlé par un événement géologique d'âge connu, le relvé cumulatif des affouillements représente une estimation minimale de la fréquence des affouillements.	S'applique aux Grands Bancs de Terre-Neuve et à la partie nord-est de la plate-forme continentale de Terre-Neuve, où le début du renforcement du courant froid du Labrador, à l'Holocène tardif, est corrélé avec le début de l'affouillement glaciel.	Lewis et Parrott, 1987
8. Modèles d'interaction de la glace et des sédiments	Des modèles analytiques de travail-énergie et d'équilibre des forces permettent de calculer la profondeur des affouillements et la distribution des pressions au-dessous de la quille pour des valeurs connues de certains paramètres, comme les forces motrices environnementales, les formes des entités de glace et les propriétés physiques des sédiments.	Ces modèles suggèrent des profondeurs maximales d'affouillements pour des conditions glacielles ou environnementales extrêmes. Ils pourraient éventuellement déduire une distribution des profondeurs d'affouillement à partir d'une distribution donnée des vents, des courants, et des dimensions des entités de glace. Actuellement, les modèles disponibles simulent uniquement un certain nombre de processus d'affouillement, ainsi que leem ouvements et les dimensions des glaces.	Kovacs et Mellor, 1974 Chari, 1979, 1986 Chari et Peters, 1981 Fenco Consultants, 1975 Green et al., 1983 Comfort et Graham, 1986 Schoenthaler, 1986

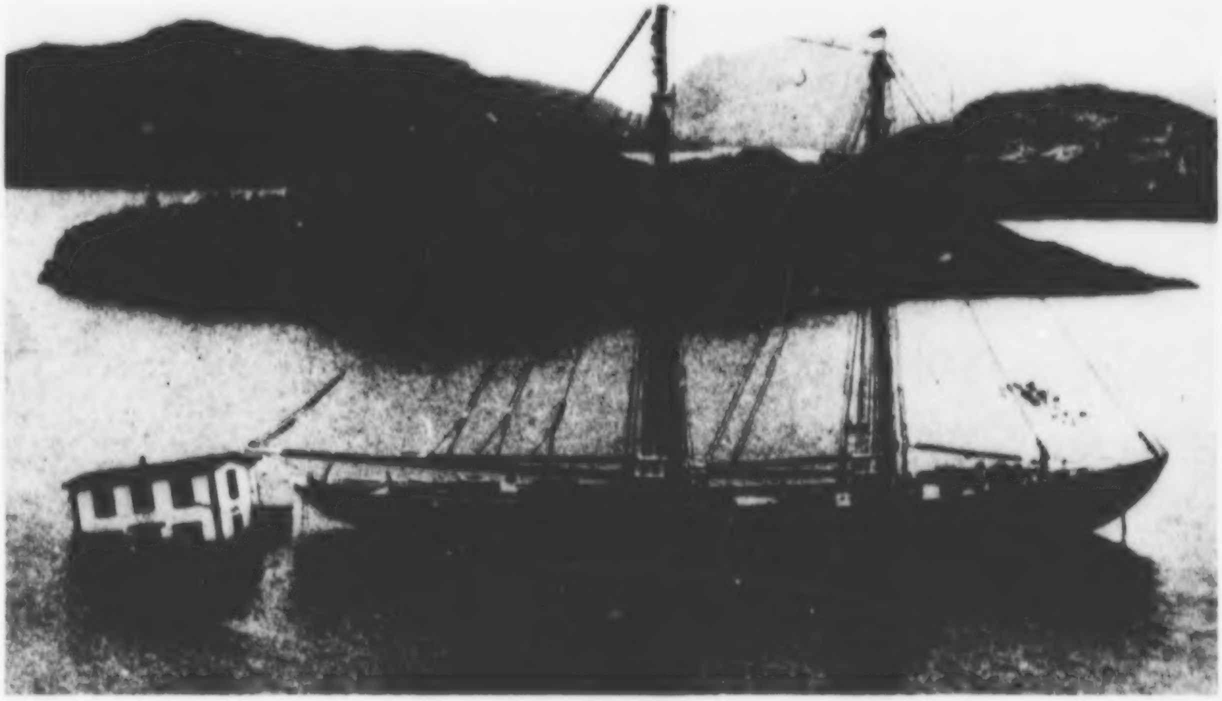


Figure 14-35. Maison à deux étages de Port au Bras, près de Burin, sur la côte sud de Terre-Neuve, entraînée sur 3 km vers la mer par le tsunami du 18 novembre 1929. La maison a plus tard été récupérée et amarrée temporairement au schooner le MARIAN BELLE WOLFE, de 38,6 m de long, qui avait tranquillement étalé la tempête au havre Little Burin. Le déplacement de cette maison côtière illustre les effets indésirables des fortes houles et des niveaux marins élevés par lesquels s'est traduit le tsunami provoqué par le séisme des Grands Bancs de 1929. Cette photographie provient de la Still and Moving Image Collection des archives publiques de Terre-Neuve et du Labrador, à St. John's (n° d'archives officielles A2-149, NA 2149); la recherche documentaire a été faite par A. Ruffman, Geomarine Associates Ltd., Halifax.

Plusieurs méthodes font appel à des principes géologiques pour observer les traces d'affouillement glaciel sur le fond marin et en déduire des relations entre la fréquence et la profondeur. Cependant, dans la plupart des cas, on ne dispose pas de suffisamment de données expérimentales fiables, et les processus à l'origine de la formation et de la dégradation des marques d'affouillement glaciel ne sont pas suffisamment connus. Par exemple, les estimations actuelles (1986) de la fréquence d'affouillement sur les Grands Bancs, à Hibernia, varie de plus de 100 fois, soit de 0,001 à 0,6 échouage/100 km^2/an (Lewis et Parrott, 1987).

Plusieurs stratégies sont envisagées pour réduire les risques jugés inacceptables (Allan, 1986; Jordaan, 1984; Timmermans, 1983). En voici quelques-unes : choisir des zones abritées pour faire passer les pipelines et installer les structures reposant sur le fond marin; enfouir les structures, ou les mettre en place dans des tranchées ou des excavations; renforcer les structures menacées d'instabilité; dévier la trajectoire ou provoquer la fragmentation de la glace menaçante. Des exemples de tracés de pipelines et de mesures prises pour protéger les câbles d'électricité contre l'affouillement par les icebergs sont décrits plus loin sous la rubrique *Les sciences de la Terre dans le processus décisionnel*.

Séismes et sismicité

M.J. Keen, J. Adams, K. Moran, D.J.W. Piper et I. Reid

Détection et effets des séismes

Les marges continentales du Nord et de l'Est du Canada ont un degré de sismicité relativement élevé comparativement à la plupart des marges passives de type atlantique. Au cours de ce siècle, il s'est produit sur la marge Est deux importants séismes, un en 1929 au sud de Terre-Neuve, d'une magnitude de 7,2, et un en 1933 dans la baie de Baffin, d'une magnitude de 7,3 (Basham et al., 1977; Sykes, 1978; Basham et Adams, 1982). Manifestement, le risque sismique est suffisamment important pour être pris en compte dans la mise en valeur des zones marines.

Les séismes engendrent, en milieux côtiers et extracôtiers, des phénomènes dont les plus importants sont les secousses du sol; la formation de failles superficielles; la subsidence et le soulèvement à l'échelle régionale; la liquéfaction du fond marin et ses effets comme les glissements, les décrochements et les courants de turbidité; les tsunamis (voir fig. 14-35). Adams (1986) observe que les ondes de choc acoustiques provoquées par les séismes peuvent aussi endommager les ouvrages flottants et les navires. Les ouvrages destinés à la prospection en mer doivent être conçus pour pouvoir résister aux effets de ce genre de séisme, et leur probabilité annuelle maximale de rupture ne devant pas dépasser 10^{-4} (Maes, 1986). Il faut donc évaluer la probabilité des séismes futurs et de leurs effets. Pour ce faire, il est nécessaire d'avoir recours à un modèle sismotectonique, c'est-à-dire à une description des processus et des structures susceptibles de déclencher des séismes qui permet de prévoir leur magnitude (Page et Basham, 1985). De là, on peut estimer leurs effets possibles, à savoir la formation de failles superficielles, la subsidence, les soulèvements et les secousses du sol.

L'estimation des secousses du sol consiste, tout d'abord à déterminer les zones d'origine des séismes ou zones sismiques. Ce sont les zones, à l'intérieur de la région du modèle sismotectonique, où la distribution spatiale des séismes est considérée uniforme. L'intensité des secousses se détermine ensuite par les relations de récurrence entre la fréquence et la magnitude des séismes dans chaque zone sismique, et par les relations régionales entre les paramètres des secousses du sol et la distance à l'épicentre pour des séismes d'une magnitude donnée. Pour un site ou des sites donnés de la région, la violence des secousses du sol est calculée, et exprimée comme la probabilité pour que l'accélération ou la vitesse maximale dépasse une certaine valeur, 0,32 g pour l'accélération par exemple, au cours d'une certaine période, de 50 ans le plus souvent. Il faut alors prévoir les effets de ces secousses sur les matériaux de fondation de la région, y compris les sédiments marins saturés d'eau, et sur les structures. Ces effets sont la résonance, les ruptures en flexion des supports des ouvrages ainsi que les mouvements du fond marin et leurs effets secondaires, comme la liquéfaction et l'apparition de courants de turbidité. Dans les normes de conception, on prévoit généralement des amplitudes de mouvement de sol qui ne sont dépassées qu'une fois tous les 10 000 ans (probabilité de 10^{-4}), cette modélisation sert à estimer les mouvements à l'interface du socle et des sédiments.

Sismicité au large de la côte Est du Canada

La figure 14-36a, b montre le réseau de stations sismographiques de l'Est du Canada. La limite de détection et la précision de la localisation des séismes au large des côtes se sont améliorées au cours des dernières décennies, grâce à l'expansion du réseau. Par exemple, dans la baie de Baffin et la mer du Labrador, les séismes de magnitude 5 ne sont complètement détectés que depuis 1950, et ceux de magnitude 4, depuis 1968.

Toutes les stations sismographiques permanentes se trouvent à terre, souvent dans des régions côtières où le bruit de fond est fort comparativement à l'intérieur des terres (voir fig. 14-36a, b). En général, la distribution azimutale des stations côtières est mal adaptée à la localisation des séismes extracôtiers, et comme aucun sismographe ne peut se trouver à proximité de ces tremblements de terre, seuls les plus violents sont détectés. Il est difficile de déterminer le seuil de détection complète à un instant donné, car la qualité et la configuration des stations sismographiques de l'Est du Canada et du nord-est des États-Unis se modifient constamment. Entre 1800 et 1930 dans la zone sismique située au sud de Terre-Neuve, tous les séismes de magnitude égale ou supérieure à 7 pouvaient être détectés; depuis, grâce au progrès technologique et à l'expansion du réseau, ce seuil de détection complète a progressivement été abaissé à 3 (Adams, 1986; Basham et al., 1982).

La figure 14-37 (Adams, 1986) illuste l'effet de ces améliorations sur le seuil de détection (nouveaux séismes localisés) et sur la précision de la localisation d'anciens séismes. L'écart entre les épicentres initialement déterminés et les épicentres recalculés dépasse parfois 100 km dans le cas des anciens séismes, et atteint 40 km dans le cas des plus récents. La carte 1710A (en pochette) et la figure 14-38 montrent les épicentres des séismes, sans toutefois indiquer la précision de la position des séismes; en général, les positions des épicentres antérieurs à 1964 (cercles) sont moins sûres. Même avec les meilleures lectures des stations installées à terre, la marge d'erreur peut être

systématiquement de 10 ou 15 km, car on connaît mal les variations de la vitesse sismique et d'épaisseur des couches sur la marge continentale. Des sismomètres de fond marin ont été utilisés pour enregistrer des micro-séismes sur le talus continental, au sud du banc de Saint-Pierre (à l'entrée du chenal Laurentien) (Adams et al., 1984). Des observations similaires effectuées dans la baie de Baffin ont fourni des renseignements sur la configuration des vitesses de propagation dans cette région (Reid et Falconer, 1982; Adams et al., 1984). Des expériences effectuées à l'aide de sismomètres de fond marin en vue de déterminer la structure de la lithosphère fournissent des renseignements utiles sur la configuration des vitesses de propagation sur la marge continentale en général (Keen et Barret, 1981).

Les profondeurs auxquelles se produisent les séismes sont généralement indéterminées; on les suppose à mi-chemin de la croûte, entre 10 et 18 km. Les profondeurs exactes peuvent se déterminer au moyen de techniques spéciales, dans le cas des plus grands séismes. L'enregistrement de la sismicité au Canada, à partir de stations équipées des instruments voulus, n'est significatif que pour une période relativement courte de 30 à 70 années, trop courte pour déterminer un degré de sismicité représentatif.

Toutefois, la localisation des épicentres par le réseau sismographique a été complétée par l'étude de journaux et d'autres documents faisant état de séismes « ressentis » et de tsunamis survenus à Terre-Neuve et en Nouvelle-Écosse (Adams et Staveley, 1985; Ruffman et Peterson, 1986a, b). Cette recherche archivistique s'est révélée fort utile. En raison de l'abondance des comptes rendus généralement suscités par les événements sismiques majeurs, comme la séisme des Grands Bancs de 1929 et les tsunamis engendrés par le tremblement de terre de Lisbonne de 1755, il est permis d'affirmer qu'aucun tremblement de terre comparable à celui de 1929 ne s'est produit au large de la côte Est du Canada au cours des 230 dernières années (Adams, 1986).

La sismicité indiquée par les enregistrements d'instruments depuis 1965 est relativement élevée dans plusieurs régions au large de la côte Est du Canada (voir fig. 14-38) : île de Baffin; partie nord de la baie de Baffin; partie nord de la mer du Labrador; talus continental au sud du banc de Saint-Pierre (associé au séisme de 1929, dont il est question ci-dessous). Il s'est produit dans la mer du Labrador une suite linéaire de tremblements de terre apparentés spatialement et sans doute aussi génétiquement à la dorsale enfouie le long de l'axe de la mer du Labrador. Un autre chapelet sismique est associé à la chaîne de monts sous-marins de la Nouvelle-Angleterre. La figure 14-38 indique que la sismicité est relativement élevée dans la partie nord des Appalaches, dans le Maine, au Nouveau-Brunswick et le long du Saint-Laurent. D'autre séismes sont dispersés à travers la région, constituant une sorte de bruit de fond, mais, avec l'abaissement des seuils de détection et le gain de précision dans la détermination des épicentres, on pourrait établir dans leurs cas des associations géographiques et géologiques. Des corrélations sont également envisageables avec le soulèvement isostatique postglaciaire, la limite océan-continent et la charge sédimentaire.

Les associations sismotectoniques sont mal connues. Dans toute la région, les séimes ne peuvent être associés sans ambiguité qu'à des structures géologiques bien définies comme les monts sous-marins de la Nouvelle-Angleterre et la dorsale médiane, enfouie, de la mer du Labrador, encore que pour ces deux structures le mécanisme générateur des séismes ne soit pas connu. La contrainte régionale, dans au moins une partie importante de la région, est une force de compression orientée du nord-est au sud-ouest, et elle doit peut-être son origine à des tractions qui s'exercent à la base de la lithosphère (fig. 14-39) (Gough, 1984; Adams, 1985; Podrouzek et Bell, 1985; Adams, 1986; Ervine et Bell, 1987). À ce régime

Figure 14-38. a) Distribution des stations sismographiques standard et régionales de l'Est et du centre du Canada, avec l'année d'installation et b) stations sismographiques standard et régionales du réseau de télémesure du centre et du Sud du Canada (1984). Les positions des stations montrées en a) et b) et les caractéristiques des divers systèmes sismographiques sont décrits par Munro et al. (1988).

de contraintes régionales, caractéristique d'une grande partie de l'Amérique du Nord (Gough, 1984), se superposent des contraintes exercées par la charge sédimentaire, la décharge glaciaire et la distribution des masses dans la marge continentale elle-même. Des séismes pourraient être générés par les contraintes résultantes imposées à un système de failles pré-existantes. Cette suggestion générale est difficile à démontrer dans le cas des zones marines, où l'enregistrement des séismes est relativement médiocre et les mécanismes au foyer difficiles à déterminer; mais à terre, où les indices sont bons, cette hypothèse a été vérifiée. Par exemple, dans la région de Charlevoix, dans la vallée du Saint-Laurent, où la sismicité est forte, les séismes se produisent sous l'effet de contraintes régionales agissant sur les failles d'un système de rift du Précambrien. De fortes contraintes horizontales de compression produisent des chevauchements sur les failles préexistantes (Anglin, 1984). Dans le cas de certains séismes ayant eu lieu au large de l'île de Baffin et du Labrador, Stein et al. (1979) ont proposé l'explication suivante : des contraintes produites par la décharge glaciaire pourraient avoir réactivé des failles issues d'un épisode de rifting et généré des failles normales du côté terre de l'isobathe de 1 000 mètres, et des failles de chevauchement au large de cette isobathe. Cette explication a été étayée par l'étude des mécanismes au foyer de sept séismes. Quinlan (1984) a observé que la situation est plus complexe : essentiellement la décharge glaciaire pourrait avoir stabilisé ou déstabilisé une région sur laquelle s'exerce une contrainte d'une autre origine (la contrainte régionale par exemple). Une analyse complète s'impose avant de pouvoir affirmer avec certitude que la décharge glaciaire contrôle les types de failles observées et, en particulier, le passage des failles normales aux failles de chevauchement sur la marge. Une telle analyse reste à faire, et on n'a toujours pas d'explications quantitatives au sujet des séismes se produisant au large de la côte Est du Canada.

Zones d'origine des séismes et risque sismique

Il faut circonscrire les zones d'origine des séismes afin d'évaluer le risque sismique; or, cette condition est difficile à remplir au large de la côte Est du Canada, faute de données adéquates, de sorte que les limites de zones seront forcément arbitraires. La figure 14-40 montre les limites qui ont été déterminées au large des côtes, afin d'évaluer le risque sismique à terre aux fins de l'application du Code national du bâtiment (National Building Code of Canada, 1985); la figure 14-41 montre les relations entre les magnitudes et la fréquence des séismes pour chacune de ces zones. Il serait possible d'améliorer ces zones de plusieurs façons. On pourrait, par exemple, établir une zone distincte pour les séismes de la mer du Labrador associés à la dorsale médiane de la mer du Labrador, et une autre propre à la marge, ainsi que le montrent Basham et al. (1983). Les figures 14-40b et c illustrent ces suggestions, qui sont présentées ci-dessous, et la figure 14-41 représente les relations de récurrence.

Le mouvement maximal prévisible du sol, compte tenu de la sismicité observée dans les zones d'origine des séismes, est estimé au moyen d'une méthode mise au point par Cornell (1968). Les cartes isogrades des figures 14-42 et 14-43 portent les valeurs de la vitesse et de l'accélération horizontales qui sont susceptibles d'être dépassées avec un degré de probabilité de 10 % sur une période de 50 ans (soit une probabilité annuelle de 0,0020).

Les zones d'origine des séismes présentées à la figure 14-40a ont été définies spécialement pour le Code national du bâtiment du Canada de 1985. Elles sont relativement efficaces dans l'application du Code en milieu continental, car les mouvements à terre sont plutôt insensibles aux changements qui surviennent dans les zones sismiques extracôtières. En milieu marin, cependant, elles s'avèrent beaucoup moins utiles, en raison des limites arbitraires de ces zones et des autres incertitudes déjà mentionnées. D'autres zones sont définies aux figures 14-40b et c, et les relations de récurrence correspondantes à la figure 14-41; les accélérations et vitesses prévues sont représentées aux figures 14-42b et c, et aux figures 14-43b et c (Basham et

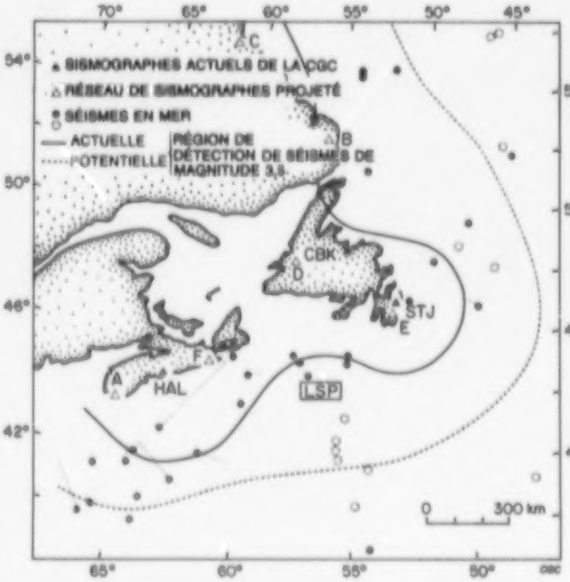


Figure 14-37. Améliorations de la détection et de la localisation des séismes au large de la côte sud-est du Canada. Les points indiquent les épicentres des tremblements de terre survenus au large des côtes, tels que déterminés par Wahlstrom et Adams (données inédites). Certaines positions indiqués ici constituent une nette amélioration par rapport au catalogue; la position donnée par le catalogue et la position révisée ont été reliées par des traits. Les cercles représentent les nouveaux séismes découverts après un examen attentif des sismographes de la station de Cornerbrook (CBK); jusqu'en 1986, ces séismes n'étaient apparus dans aucun catalogue. La casse marquée « LSP » contient un grand nombre de secousses situées près de l'épicentre du séisme de 1929 des Grands Bancs (voir détails à la figure 14-44). La ligne continue montre la limite extracôtière de tous les séismes de magnitude d'au moins 3,5 enregistrés depuis 1983. La ligne tiretée montre la limite qu'on aurait eu si les six nouvelles stations A à F avaient été établies (tiré d'Adams, 1986). HAL = Halifax et STJ = St. John's.

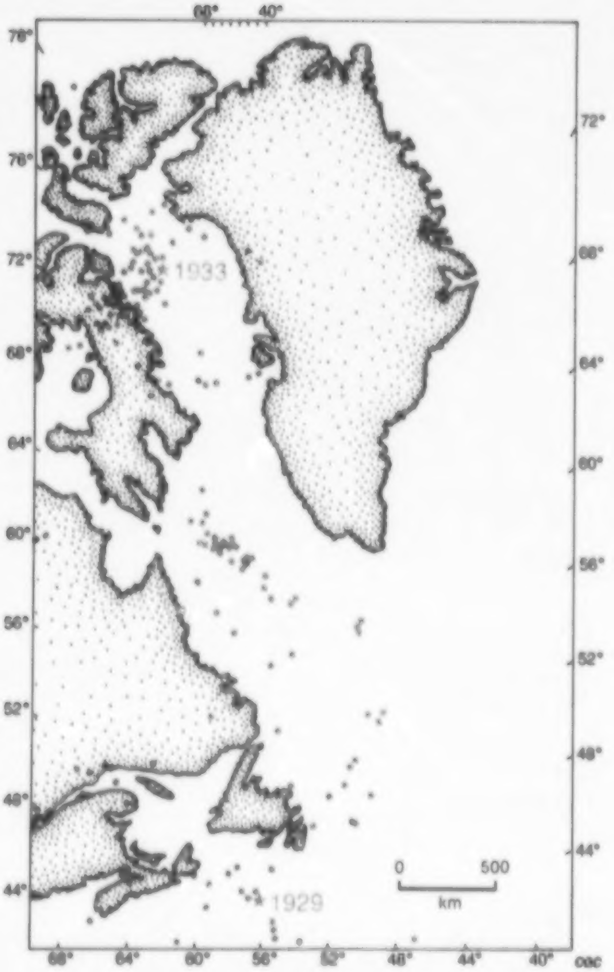


Figure 14-38. Sismicité au large de la côte Est du Canada. Les points indiquent les épicentres des tremblements de terre; les grands séismes de 1929 et de 1933 sont figurés par des étoiles. Des données plus complètes sont présentées sur la carte 1710A (en pochette).

al., 1983). Les différences entre ces zones et les premières tiennent en partie à des variations de la distribution géographique des séismes dans la région; c'est le cas, par exemple, de la zone LRX, définie en fonction de la dorsale médiane de la mer du Labrador. Dans certains cas, cependant, la redistribution repose sur une hypothèse plus controversée. Par exemple, la zone ESX est fondée sur le postulat que la sismicité concentrée sur le talus au sud du banc de Saint-Pierre et dans la baie de Baffin est représentative de toute la marge continentale, et non pas seulement des régions LSP, LSX et BAB. Qu'il soit possible de formuler une proposition aussi radicale montre bien à quel point les données historiques disponibles au sujet de la marge dans son ensemble sont déficientes.

Il est possible d'améliorer l'estimation du risque sismique fondée sur les traces géologiques laissées par des séismes dans les sédiments, en étudiant les failles qui tronquent les sédiments de l'Holocène ainsi que les mouvements de masse attribuables à des secousses sismiques. Il reste à établir des profils de sismique-réflexion de haute résolution, au moyen du système Huntec DTS par exemple, pour prouver l'existence des failles de l'Holocène. L'examen de 2 000 km de profils obtenus à l'aide de ce système dans la partie est de la plate-forme Néo-Écossaise et dans le chenal Laurentien n'a relevé que deux failles qui atteignent le fond marin et qui affectent à la fois les sédiments de l'Holocène et leur substratum rocheux (Durling et Fader, 1986). Une étude similaire de 7 000 km de profils sismiques provenant de la plate-forme du Labrador a mis en évidence une seule faille affectant les sédiments de l'Holocène et un décrochement (Josenhans et al., 1986; H. Josenhans, communication personnelle, 1986). Des décrochements et des coulées de débris possiblement attribuables à des causes sismiques ont été observés dans le détroit d'Hudson et l'inlet Scott, ainsi que dans la cuvette de l'île de Baffin (MacLean et al., 1982; Syvitski, 1985; B. MacLean et D. Praeg, communication personnelle, 1986). Ces indices, bien que non concluants, suggèrent que la sismicité n'est nulle part intense sur les plates-formes continentales de l'Est du Canada.

La sismicité semble plus forte sur les talus continentaux. Moran et Hurlbut (1986) ont montré que des mouvements de masse, tels que des décrochements et des glissements sur la partie supérieure du talus continental au large de la Nouvelle-Écosse, peuvent être générés par une charge exercée par des vagues de tempête, mais uniquement dans certaines régions. Or, étant donné que les indices de mouvements de masse sur les talus continentaux sont assez répandus, ces mouvements ont vraisemblablement été déclenchés par des séismes. Trois régions fournissent des indices bien documentés de l'existence, sur les talus continentaux, de mouvements de masse d'origine sismique ayant affecté de vastes étendues : le talus au large du banc de Saint-Pierre, portant les marques du tremblement de terre des Grands Bancs de 1929 (voir la section suivante); le talus continental Néo-Écossais, avec des décrochements et des coulées de débris du Quaternaire tardif, suggérant qu'un grand tremblement de terre s'est produit il y a environ 12 ka (Piper et al., 1985a, b; Mosher, 1987); et la passe Flamande à l'est des Grands Bancs, où un écoulement en masse datant au moins du Wisconsinien moyen pourrait avoir été déclenché par un séisme (Pereira et al, 1985). Piper et Normark (1982) ont étudié des profils de sismique-réflexion du talus continental au large du banc de Saint-Pierre et du cône Laurentien; n'ayant pu reconnaître des décrochements dans les dix mètres sommitaux des sédiments, ils ont conclu que la période de récurrence des grands séismes comparables à celui de 1929 est d'au moins 100 000 ans à cet endroit, bien que des séismes moins dévastateurs puissent être plus fréquents. Basham et Adams (1982) ont observé essentiellement que le courant de turbidité dû au séisme de 1929 a surtout transporté des sédiments du Pléistocène, comme l'ont également observé Piper et Normark (1982), de sorte qu'il est peu probable qu'une rupture holocène se soit produite avant le séisme de 1929. Ce fait laisse supposer que la période de récurrence doit être supérieure à 10 000 ans. Par conséquent, les indices géologiques, malgré leurs lacunes, suggèrent que les séismes très importants sont assez espacés, c'est-à-dire qu'ils ne sont pas concentrés dans une seule région, et que la période de récurrence indiquée, qui est de l'ordre de

000 ans à 100 000 ans, est plus longue que celle admise dans les modèles de sismicité basés sur des lectures instrumentales (300 ans à la figure 14-41)((Basham et al., 1985).

Stabilité des talus

K. Moran, M.J. Keen, D.J.W. Piper et J.Adams

Risques et mécanismes de rupture des talus

Un des risques auxquels se trouve exposée la mise en valeur extracôtière est la possibilité d'un grand mouvement de masse de sédiments sur les talus. C'est un problème que l'on avait tendance à sous-estimer, jusqu'au jour où des glissements boueux ont provoqué le bris de trois plates-formes dans le golfe du Mexique (Bryant et Hall, 1979). Ces mouvements font probablement intervenir plusieurs mécanismes aux interactions complexes, mais, pour simplifier, ces mécanismes seront traités séparément.

Les termes « décrochement » et « glissement » sont utilisés pour décrire une rupture se produisant le long de surfaces discrètes. Le décrochement est une rupture rotationnelle généralement associée à des dépôts homogènes d'un matériau fin et cohésif, alors que le glissement est une rup-

Figure 14-39. Contraintes crustales dans le centre de l'Est du Canada. La figure montre, sous forme de bâtonnets, les azimuts de la compression maximale horizontale. Les bâtonnets avec une croix à chaque extrémité représentent des axes d'extension déviatoriques (attribuables surtout à des failles normales). La projection polaire choisie pour la carte a pour but de réduire les écarts angulaires tracés entre des azimuts qui sont parallèles sur une sphère (tiré d'Adams, 1985, mis à jour en novembre 1986).

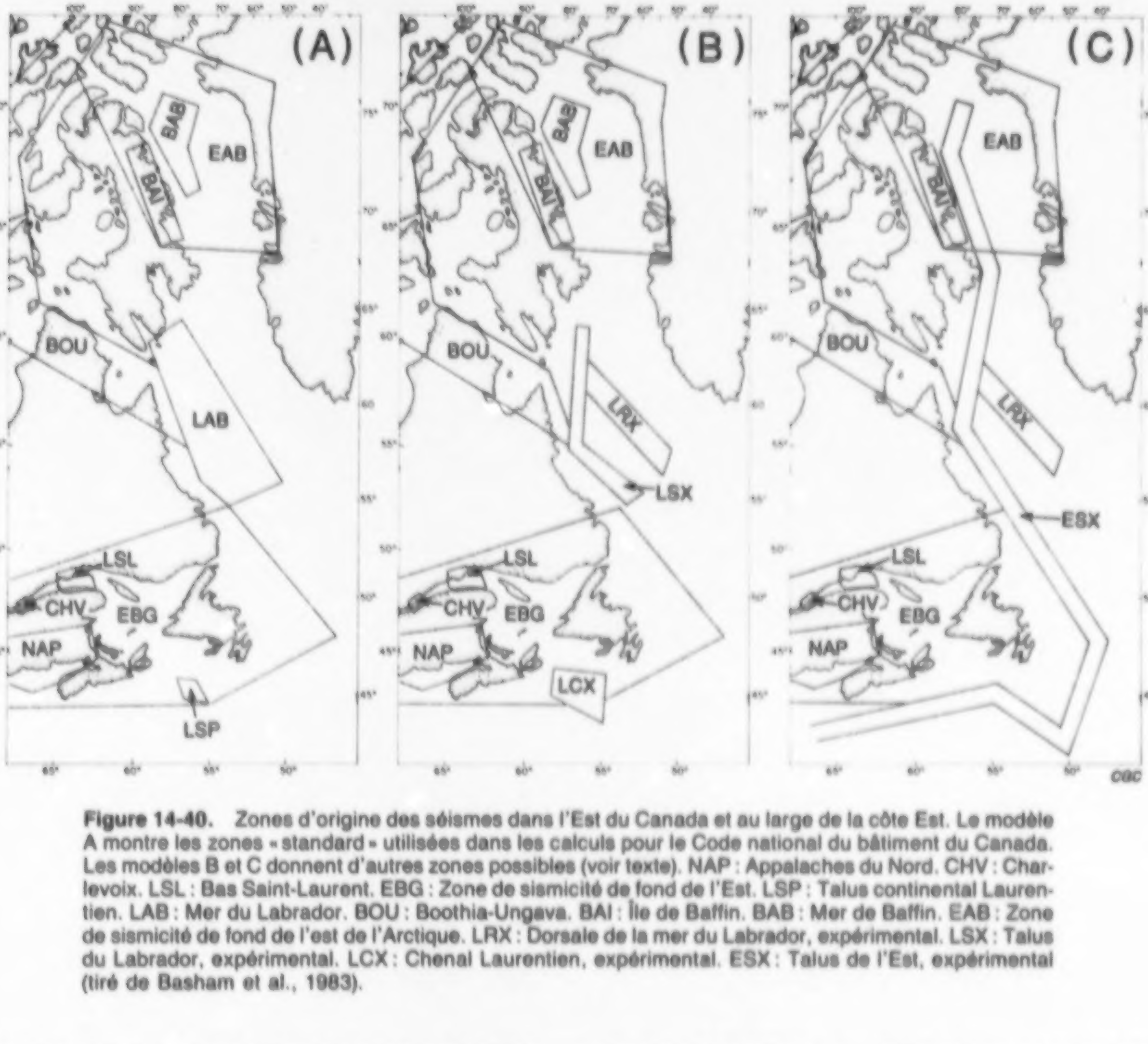


Figure 14-40. Zones d'origine des séismes dans l'Est du Canada et au large de la côte Est. Le modèle A montre les zones « standard » utilisées dans les calculs pour le Code national du bâtiment du Canada. Les modèles B et C donnent d'autres zones possibles (voir texte). NAP : Appalaches du Nord. CHV : Charlevoix. LSL : Bas Saint-Laurent. EBG : Zone de sismicité de fond de l'Est. LSP : Talus continental Laurentien. LAB : Mer du Labrador. BOU : Boothia-Ungava. BAI : Île de Baffin. BAB : Mer de Baffin. EAB : Zone de sismicité de fond de l'est de l'Arctique. LRX : Dorsale de la mer du Labrador, expérimental. LSX : Talus du Labrador, expérimental. LCX : Chenal Laurentien, expérimental. ESX : Talus de l'Est, expérimental (tiré de Basham et al., 1983).

ture de translation qui suit habituellement une surface de stratification et affecte généralement un matériau non cohésif (Nardin et al., 1979; voir fig. 11-10). Les décrochements peuvent mettre en jeu jusqu'à 600 km^3 de matériau (Embley et Jacobi, 1977), mais même des événements de faible ampleur, de l'ordre de 0,5 km^3, représentent un risque, car ils peuvent déplacer les 50 mètres supérieurs des sédiments. La forme de décrochement la plus commune sur le fond marin est le décrochement non drainé, dans lequel la rupture se fait rapidement et dans des sédiments imperméables, comme des argiles, où l'excès de pression interstitielle n'a pas été dissipé. Très peu de grandes entités sous-marines ont une pente suffisante pour déclencher une rupture drainée (Morgenstern, 1967).

Pour qu'un décrochement se produise sur de faibles pentes (moins de 10°) il doit y avoir sous-consolidation, c'est-à-dire que la pression interstitielle doit être plus grande que la pression hydrostatique. Voici trois mécanismes qui peuvent créer cette condition : taux élevés de sédimentation (Coleman et al., 1983); présence de gaz dans l'eau interstitielle des sédiments (Whelan et al., 1977); formation d'une pression interstitielle résiduelle par suite d'une charge répétée, comme celle exercée par des vagues de tempête (Strachan, 1984). Il faut aussi, généralement, un déclencheur (Garrison et Bea, 1977); il peut s'agir, par exemple, de la trop forte inclinaison d'une pente, qui favorise une rupture lorsque la sédimentation se fait au sommet du talus, ou lorsque l'érosion se fait au pied du talus. Une rupture régressive se produit lorsque le pied d'un talus disparaît petit à petit à coup de décrochements successifs. Les charges dynamiques des séismes et de la glace de mer sont un autre déclencheur possible.

Une liquéfaction se produit si la structure sédimentaire se fragmente sous l'effet de fortes pressions interstitielles temporaires (Holtz et Kovasc, 1981). Le sédiment liquéfié s'écoulera plutôt qu'il ne glissera, la nature de la coulée dépendant alors des propriétés du sédiment. Dans des sédiments denses à grain grossier, des pression interstitielles

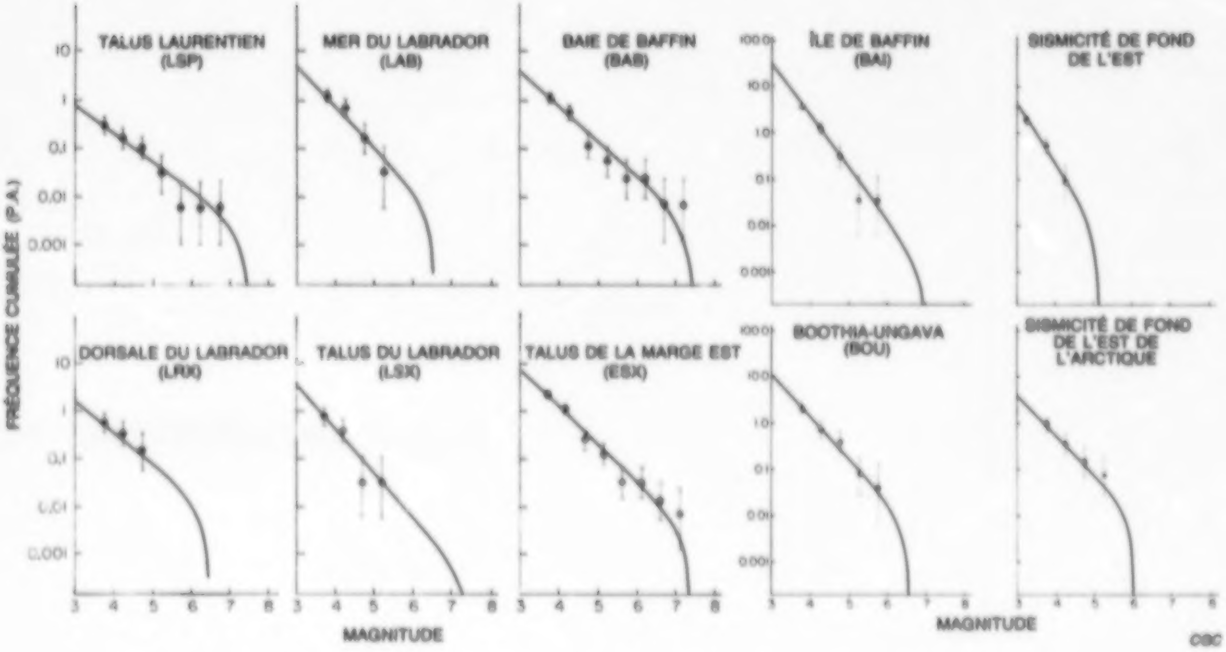


Figure 14-41. Courbe de la fréquence cumulative en fonction de la magnitude, dans les zones sismiques indiquées à la figure 14-40 (tiré de Basham et al., 1982, 1983).

excédentaires ne se forment pas ou bien disparaissent rapidement, alors que dans des sédiments à grain moyen, des sables fins à des silts, les pressions interstitielles se dissipent plus lentement et la coulée peut durer plus longtemps. La durée de ces coulées est un sujet de controverse et présente un intérêt particulier en raison du rôle probable des coulées dans la formation d'un grand nombre de courants de turbidité (Middleton, 1969; Otteman et Gillis, 1981; Piper et al., 1985a, b). Les coulées de sédiments cohésifs à grain fin ou les coulées boueuses retiennent l'excès de pression interstitielle et sont, par conséquent, la forme de coulée la plus commune.

Les courants de turbidité sont des écoulements à densité relativement élevée, dont le séisme des Grands Bancs de 1929 nous a démontré la formidable puissance destructrice (Heezen et Ewing, 1952; Piper et al., 1988). Toutefois, ils constituent davantage un obstacle à l'exploitation des hydrocarbures sur la partie inférieure du talus et sur le glacis, que sur la plate-forme continentale et la partie supérieure du talus.

Instabilité des sédiments sur la plate-forme continentale

Même s'il a été démontré que la charge exercée par les vagues de tempête peuvent être une cause d'instabilité dans certaines régions de la plate-forme continentale externe de la Nouvelle-Écosse (Moran et Hurlbut, 1986), le déclencheur d'instabilité le plus probable sur les pentes des plates-formes continentales, comme sur les talus continentaux, demeure les secousses sismiques.

Les manifestations sismiques sur la plate-forme continentale peuvent se traduire par des mouvements du sol et la formation de failles à certains endroits, et par des mouvements de masse ailleurs. Une surcharge des sédiments attribuable à des séismes provoque une augmentation de la pression interstitielle qui, à son tour, réduit la résistance des sédiments. La variation de la pression interstitielle dépend du type de sédiment. Une liquéfaction se produit lorsque la pression interstitielle atteint la pression lithostatique locale, de sorte que les sédiments meubles à grain grossier, à forte perméabilité, sont davantage sujets à ce type d'instabilité. Les sédiments à grain fin, de leur côté, sont sujets à la fatigue sous une charge cyclique et peuvent, avec le temps, céder sous le poids des charges gravitaires dues à des manifestations sismiques (Ishihara, 1985). Atkinson et al. (1984) ont montré comment il est possible de calculer la probabilité d'une liquéfaction d'origine sismique, en fonction de l'intensité du séisme, de la distance de l'épicentre et de la résistance du sédiment déterminée d'après des essais de pénétration standard. On connait peu les propritétés physiques des sédiments sur la côte Est du Canada, de sorte que le risque de liquéfaction devra se mesurer en fonction de la densité maximale des sédiments nécessaire pour rendre ce risque négligeable (Atkinson et al., 1984). Il sera alors possible, dans des sites particuliers, de se servir des propriétés des sédiments mesurées à l'aide de pénétromètres statiques à cône, par exemple, pour déterminer rapidement si la liquéfaction peut être un risque important.

D'autres études ont été faites au sujet des risques d'instabilité; elles se fondent sur les résultats de la cartographie

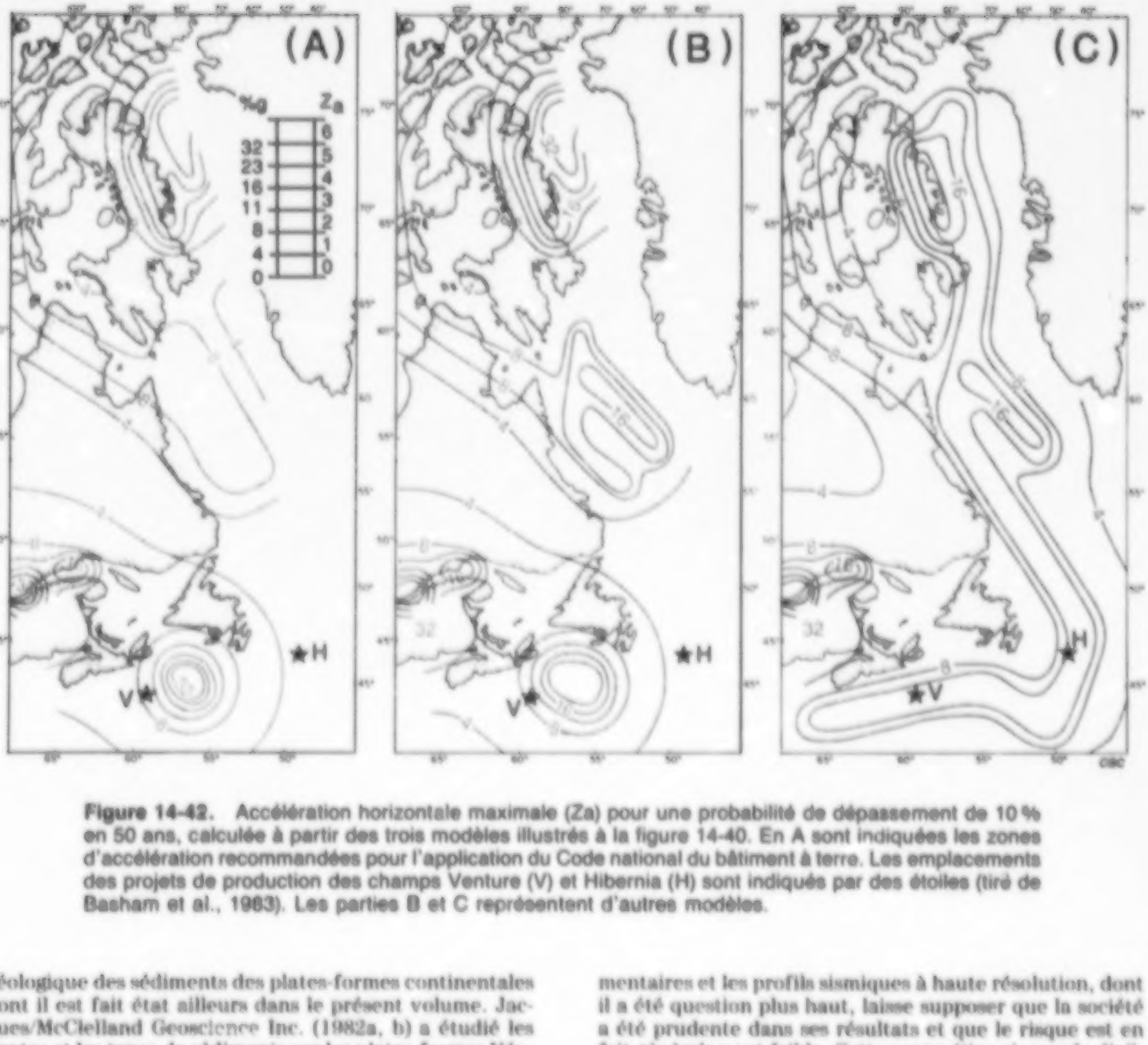


Figure 14-42. Accélération horizontale maximale (Za) pour une probabilité de dépassement de 10 % en 50 ans, calculée à partir des trois modèles illustrés à la figure 14-40. En A sont indiquées les zones d'accélération recommandées pour l'application du Code national du bâtiment à terre. Les emplacements des projets de production des champs Venture (V) et Hibernia (H) sont indiqués par des étoiles (tiré de Basham et al., 1983). Les parties B et C représentent d'autres modèles.

géologique des sédiments des plates-formes continentales dont il est fait état ailleurs dans le présent volume. Jacques/McClelland Geoscience Inc. (1982a, b) a étudié les pentes et les types de sédiments sur les plates-formes Néo-Écossaise et du Labrador. Cette société a classé les sédiments anciennement cartographiés d'après leur épaisseur et leur type, en se servant des propriétés mécaniques admises pour ces sédiments (par exemple « argile plastique », « silt meuble », « sable meuble »), de part et d'autre d'une épaisseur de coupure de 61 m (200 pi), selon les méthodes techniques reconnues (American Petroleum Institute, 1981). Tout en admettant la possibilité d'une rupture sur des pentes de moins de 1 %, elle n'a désigné comme potentiellement dangereuses que les zones où les pentes étaient supérieures à 3 % ou 6 % (selon le type de sédiment). Beaucoup de régions de la plate-forme continentale présentent des risques d'instabilité, compte tenu de l'épaisseur et du type des sédiments, ainsi que des gradients locaux. Ces conclusions ne sont pas confirmées, car les mesures des propriétés cycliques des sédiments, dans les diverses classifications, ne sont pas encore disponibles. La rareté des indices d'une instabilité des sédiments dans les carottes sédimentaires et les profils sismiques à haute résolution, dont il a été question plus haut, laisse supposer que la société a été prudente dans ses résultats et que le risque est en fait généralement faible. Cette supposition s'accorde d'ailleurs avec les estimations faites par Atkinson et al. (1984) pour la région de l'île de Sable, selon lesquelles les séismes d'intensité comparable à celui de 1929 se reproduisent à des intervalles beaucoup plus longs que 300 ans. Néanmoins, le processus de liquéfaction est un risque que l'on ne saurait négliger dans la conception des ouvrages.

Instabilité des sédiments sur le talus continental : le séisme des Grands Bancs de 1929

Le séisme des Grands Bancs de 1929, d'une magnitude de 7,2, a provoqué des instabilités sur le talus continental, provoquant l'interruption des communications transatlantiques. Il a aussi produit des effets géologiques spectaculaires, à plusieurs centaines de kilomètres en aval de son épicentre. On lui consacre donc, dans le présent chapitre, une section entière, qui résume, en partie, un compte rendu de Piper et al. (1988).

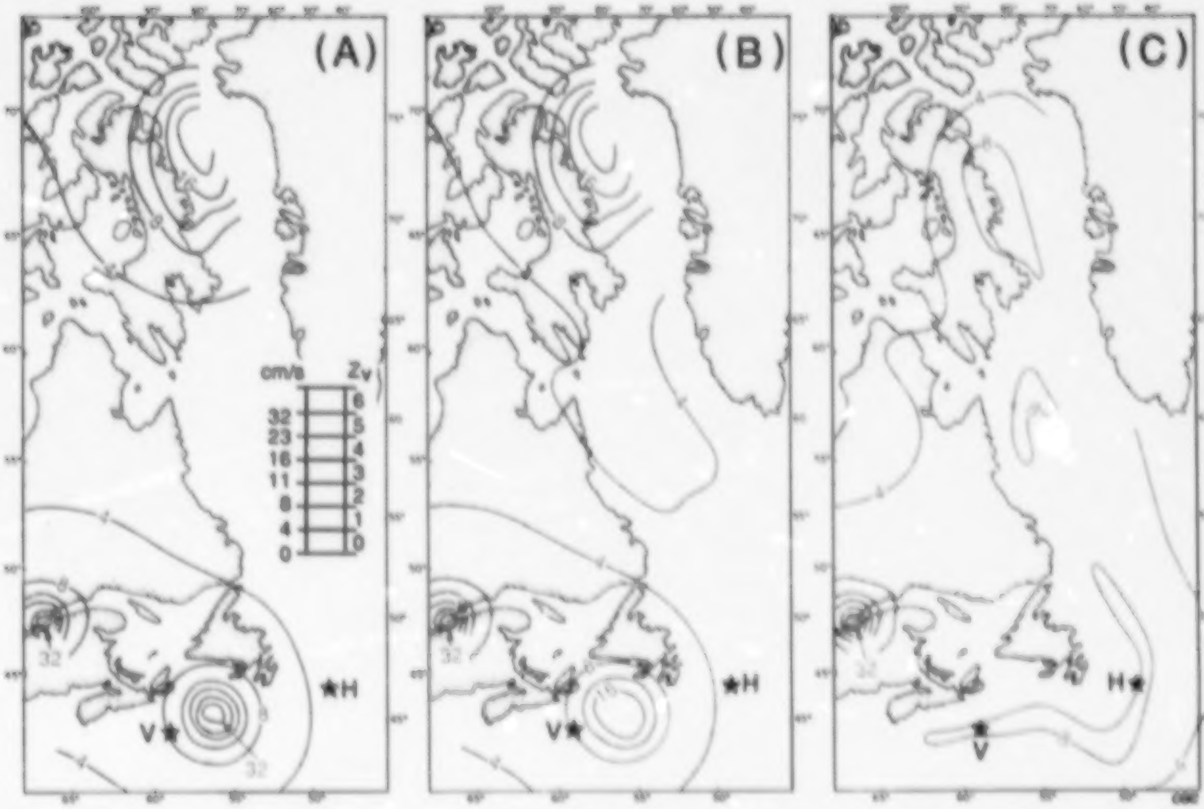


Figure 14-43. Vitesse horizontale maximale (Zv), pour une probabilité de dépassement de 10 % en 50 ans, calculée à partir des trois modèles illustrés à la figure 14-40. En A sont indiquées les zones de vitesse recommandées pour l'application du Code national du bâtiment à terre. Les emplacements des projets de production des champs Venture (V) et Hibernia (H) sont indiqués par des étoiles (tiré de Basham et al., 1983). Les parties B et C sont d'autres modèles.

Ce séisme et ses répliques occupent une place prépondérante dans la zone sismique du talus Laurentien (LSP) (voir fig. 14-40a, 14-44). La relocalisation systématique des grands séismes historiques et de nombreux séismes récents de plus faible magnitude, rendue possible par l'amélioration du réseau sismographique, montre que les séismes se trouvent dans une zone mesurant 100 km d'est en ouest et 35 km du nord au sud (voir fig. 14-44). Les résultats s'accordent avec deux hypothèses, l'une voulant que les séismes actuels soient des répliques du tremblement de terre de 1929, l'autre qu'ils soient situés sur une rupture d'environ 70 km de long (Adams, 1986). Aucune trace superficielle de cette présumée rupture n'a été repérée à ce jour dans d'autres études géophysiques. Les séismes sont situés bien au sud du prolongement oriental du système de failles de Glooscap, et on ne peut les associer d'une façon certaine avec aucun autre système de failles connu, bien qu'ils se trouvent généralement à l'intersection de la zone de fracture de Terre-Neuve et de la marge de divergence de la Nouvelle-Écosse. Toutefois, il s'en est produit dans la partie est du bassin Néo-Écossais, où les sédiments sont très épais et leur substratum rocheux non visible sur les enregistrements sismiques. La profondeur réelle du séisme de 1929 est mal connue; celle d'un séisme de 1975, d'une magnitude de 5,2, était de 30 km (H. Hasegawa, communication personnelle, 1986).

Le séisme s'est produit à 20 h 31 min 53 s (temps moyen de Greenwich) le 18 novembre 1929, avec une réplique vers 22 h 02 (Doxsee, 1948). La relocalisation la plus récente, effectuée par Dewey et Gordon (1984), place l'épicentre à 44°41,5'N, 56°00,4'W, avec une magnitude de 7,2. Vingt-sept des 28 décès attribuables à des tremblements de terre au Canada au cours de ce siècle ont été causés par le tsunami que ce séisme a provoqué sur la côte méridionale de Terre-Neuve. Le séisme a entraîné une remarquable série de ruptures de câble sur le talus et le glacis continentaux au sud de l'épicentre, qui ont interrompu les communications transatlantiques pendant six mois. Les effets des violentes secousses sismiques à terre se sont limités à la partie sud-est de l'île du Cap-Breton, où des cheminées ont été renversées, et des routes ensevelies par des petits glissements de terrain. Une personne a peut-être été tuée au Cap-Breton à cause de ce tsunami (A. Ruffman,

communication personnelle, 1986). Quatre navires, qui se trouvaient au large, à 250 km de l'épicentre, ont ressenti de fortes secousses sismiques (de Smitt, 1932).

Le tsunami engendré par le séisme est survenu à un moment où la mer était haute, en raison d'une tempête et d'une forte marée. Cette coïncidence rend difficile la reconstitution du comportement du tsunami proprement dit. Le gros des dégâts a eu lieu dans la partie sud-ouest de la baie Placentia, sur la côte méridionale de Terre-Neuve, en particulier dans les endroits où le relief local a concentré le tsunami. Le tsunami a aussi été ressenti à Halifax, en Nouvelle-Écosse, aux Bermudes et dans les Açores (Doxsee, 1948). D'après Gussow (1982), l'événement de 1929 ne correspond qu'à un décrochement, et non pas à un tremblement de terre tectonique, comme on le suppose généralement. Hasegawa et Kanamori (1987) observent que les données géophysiques disponibles n'écartent pas cette hypothèse, selon laquelle près de 550 km^3 de sédiments se seraient détachés d'une surface d'environ 200 km de large en l'espace de quelques minutes. Ce volume est environ le triple de celui estimé par Piper et al. (1988), et est peu probable d'après la distribution des ruptures sur le fond marin.

Vingt-huit bris de câble ont été signalés sur 12 différents câbles autour de l'épicentre et au sud de celui-ci. Certains ont été instantanés et semblent avoir été provoqués

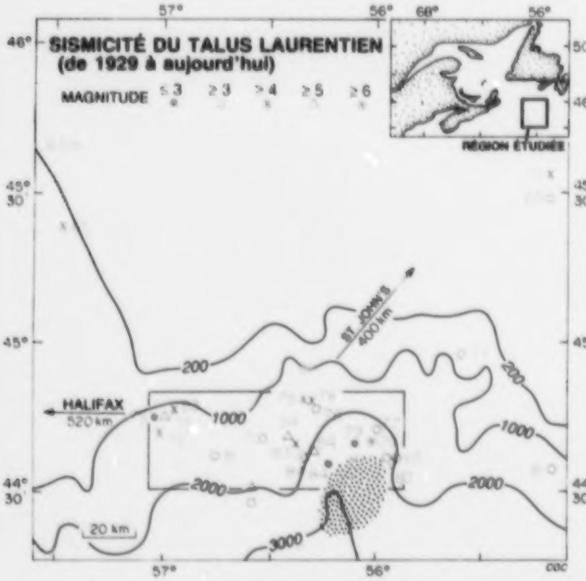


Figure 14-44. Sismicité de la zone sismique du talus Laurentien (emplacement indiqué aux figures 14-37 et 14-40a). Chaque événement est figuré par un symbole correspondant à l'ordre de magnitude, accompagné d'un nombre indiquant l'année où il s'est produit. Le chiffre « 29 » représenten la meilleure estimation de l'épicentre du séisme des Grands Bancs de 1929 (d'après Dewey et Gordon, 1984). Des sismomètres de fond marin ont été utilisés dans la région pendant deux mois en 1983; l'ellipse en pointillé indique le lieu approximatif de deux microséismes mal enregistrés (Adams et al., 1984; tiré d'Adams, 1986). Les isobathes sont en mètres.

par la rupture des sédiments autour de l'épicentre (Heezen et Ewing, 1952); d'autres, par contre, se sont produits à retardement, parfois jusqu'à 13 heures après le séisme, et seraient dus aux effets du courant de turbidité (Piper et al., 1988). Ce courant se propageait à une vitesse d'au moins 67 km/h sur la partie supérieure du cône Laurentien et à plus faible vitesse, 32 km/h, sur la partie nord de la plaine Sohm, 500 km au sud (Piper et al., 1988).

L'épicentre est situé sur le talus continental, au nord du cône Laurentien (voir fig. 14-45). Le talus à l'ouest de l'épicentre est un talus d'érosion, dont le relief est façonné dans des boues et des mudstones caillouteux du Pléistocène. Le fond des vallées du cône Laurentien est composé de gravier et de sable. À l'est de l'épicentre, la partie sommitale du talus continental, au large du banc de Saint-Pierre, est composée de till qui, en aval-pendange, est interdigité avec des silts et des boues proglaciaires. Ces deux lithofaciès sont recouverts d'une boue gazeuse riche en matière organique, de 5 à 10 m d'épais. La rupture des sédiments dans cette région a été relevée à l'aide d'un sonar à balayage latéral de gamme moyenne, de profils sismiques haute résolution, et d'observations faites à partie d'un submersible (Piper et al., 1988). Les sédiments de la partie sommitale du talus continental n'ont pas subi de rupture pendant le séisme, mais, en aval-pendange, ils sont tronqués par une série d'escarpements arqués. La rupture des 5 à 15 m supérieurs de sédiments plastiques est un phénomène répandu sur le talus continental au large du banc de Saint-Pierre, en aval de ces escarpements arqués. À l'ouest du chenal Laurentien, la partie supérieure du cône Laurentien semble s'être formée en grande partie par érosion.

La turbidite produite par le séisme est principalement constituée de sable et représente un volume total d'au moins 170 km^3. Moins du quart de ce volume peut être attribué à des sédiments marins (qui sont principalement du Pléistocène); on sait, d'après la cartographie géologique, que ces sédiments ont subi une rupture, et Piper et al. (1988) supposent qu'une grande partie de la turbidite provient de la rupture de sables proglaciaires qui se sont accumulés il y a environ 50 000 ans dans les tronçons supérieurs des vallées du cône Laurentien (voir le chapitre 10). Les ruptures superficielles résultant du séisme de 1929 se sont concentrées dans les silts proglaciaires sensibles qui se trouvent immédiatement en aval des langues de till sur la partie supérieure du talus et sur les parois raides des vallées. Ce qu'il y a d'inusité dans l'événement de 1929, c'est la rencontre exceptionnelle de plusieurs facteurs ayant concourru à engendrer un courant de turbidité catastrophique : tremblement de terre de forte magnitude, présence d'un réservoir de sables proglaciaires sujets à la liquéfaction sur une pente raide, et relief de nature à canaliser et à concentrer l'écoulement d'un courant de turbidité (Piper et al., 1988). Il est arrivé au cours de l'Holocène que des ruptures sédimentaires causées par des séismes ailleurs sur le talus continental produisent des courants de turbidité, mais ceux-ci étaient des courants de boue probablement moins érosifs que des courants de sable (Piper et al., 1985a, b; Schafer et al., 1985).

SYNTHÈSE : LES SCIENCES DE LA TERRE DANS LE PROCESSUS DÉCISIONNEL

Le rôle des sciences de la Terre dans la mise en valeur des zones côtières et extracôtières, mises à part la recherche et l'évaluation des ressources, est souvent indirect, mais il demeure important, comme le montrent les trois cas décrits dans la présente section. Le pétrole qui se déverse en grandes quantités des navires pétroliers accidentés atteint les côtes et interagit avec des processus littoraux; se posent alors le problème de l'évaluation des effets du déversement et, s'il y a lieu, celui du nettoyage des côtes. On a beaucoup appris au sujet du comportement du pétrole sur la côte, notamment par des expériences contrôlées de déversements de pétrole dans de petits inlets de l'est de l'Arctique canadien.

Le choix d'un tracé de pipeline dépend en partie de la possibilité de creuser le fond marin afin d'y pratiquer des tranchées et y poser des conduites. Ainsi, il a fallu trouver une autre route à travers les Grands Bancs de Terre-Neuve, après que des recherches géologiques régionales eurent révélé l'existence, sur de vastes étendues, d'un substratum induré impossible à creuser.

La planification d'un projet industriel est souvent un processus itératif qui cherche une solution de compromis entre la sûreté ou la fiabilité des installations à construire d'une part, les dépenses que l'on est prêt à engager pour vaincre les dangers naturels d'autre part. Des recherches en géologie marine faites en vue du transport d'énergie électrique à travers le détroit de Belle Isle illustrent bien cette caractéristique.

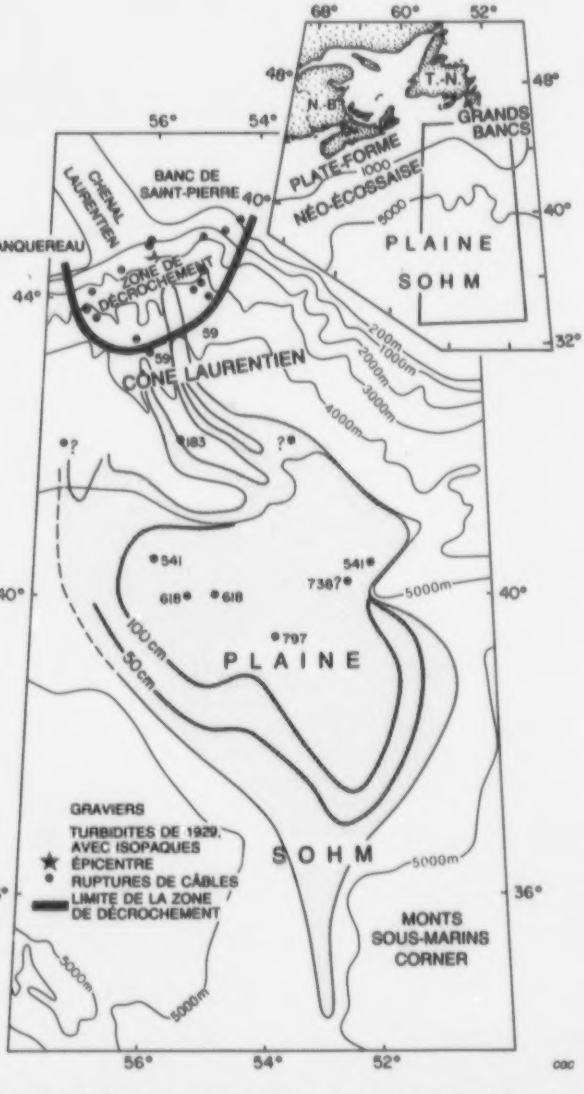


Figure 14-45. Conséquences du séisme des Grands Bancs de 1929, notamment bris de câbles et effets sur l'épaisseur des dépôts de turbidites. L'épicentre est de Dewey et Gordon (1984). Le lieu et le moment (en minutes après la secousse principale) des bris de câbles sont de Doxsee, (1984). La limite et les isopaques des turbidites sur la plaine Sohm sont de Fruth (1965). Tiré de Piper et al. (1988).

Déversements de pétrole dans les régions côtières de l'Est du Canada et dans l'Arctique canadien

R.B. Taylor

Le rejet des déchets industriels et urbains est généralement un processus continu. Un déversement de pétrole, par contre, est un événement instantané, mais qui peut avoir des effets de longue durée. De nombreux déversements ont affecté la côte canadienne (voir le tableau 14-7), et on dispose actuellement d'une masse considérable de renseignements au sujet de la sensibilité des rivages, des problèmes posés par le pétrole échoué, et des effets des diverses méthodes de nettoyage sur la stabilité des rivages. Les déversements les mieux connus au large de la côte Est du Canada ont été produits par les navires ARROW (1970), GOLDEN ROBIN (1974) et KURDISTAN (1979).

Le produit pétrolier qui a été le plus fréquemment déversé sur la côte atlantique du Canada est le mazout C. Les mazouts de ce type se solidifient au contact des eaux froides de l'Est du Canada et de l'Arctique; ils forment une masse semi-solide qui flotte généralement à la surface de l'eau ou juste en dessous. Le brassage de l'eau et du pétrole par les vagues forme une émulsion eau-huile, appelée

Tableau 14-7. Répartition des déversements de pétrole sur la côte Est du Canada et dans l'Arctique canadien, entre 1976 et 1980 (tiré de Owens, 1983).

Endroit	Pourcentage de la longueur totale de la côte canadienne	Nombre de déversements côtiers	Pourcentage de tous les déversements
Nouvelle-Écosse	3,0	43	9,3
Nouveau-Brunswick	0,9	34	7,3
Île-du-Prince-Édouard	0,5	5	1,1
Terre-Neuve	5,3	33	7,1
Labrador	6,0	5	1,1
T.N.-O./Yukon	64,4	29	6,2

familièrement « mousse au chocolat », qui vient recouvrir les plages. L'huile se dépose principalement sur la partie supérieure de l'avant-plage. Elle peut former des « revêtements » ou des « bandes » asphaltiques, résistants à l'érosion, qui introduisent des instabilités dans le profil normal des plages. Les bandes de sédiments et de pétrole peuvent être alternativement exposées et enfouies au gré des variations morphologiques de la plage (voir fig. 14-46), par le transport littoral des sédiments et par la migration des figures sédimentaires de plage rythmiques, comme des croissants de plage. Les sédiments des dunes souillées de pétrole, dans l'arrière-plage, résistent au transport éolien normal. Le pétrole peut aussi être alternativement exposé ou enfoui au gré des vagues de tempête : les vagues auront tendance à éroder la partie supérieure des plages sablonneuses et à mettre à nu le pétrole, mais sur des plages de gravier, les cailloux et les galets sont souvent transportés en amont, et le pétrole sera alors enfoui. Le pétrole forme également avec des sédiments et des matières organiques des conglomérats, ou clastes, qui diffèrent par la taille et la forme des éléments normalement constitutifs de la plage (Reinson et al., 1980). Les clastes de pétrole-sédiments sont généralement de forme aplatie et, de ce fait, faciles à mettre en suspension et à transporter à terre et au large; s'ils sont trop gros, ils restent sur la plage et finissent par s'y intégrer (fig. 14-47). À cause de leur faible densité, ils se rassemblent de préférence sur des lignes de jet de rive et près de la laisse de basse mer, entrant parfois en coalescence pour former les bandes et revêtements asphaltiques étroits dont il a été question plus haut.

La persistance du pétrole le long des côtes dépend de divers facteurs (voir tableau 14-8). Les rivages rocheux sont les moins sensibles aux effets des déversements, car le pétrole n'est ni absorbé ni enfoui comme c'est le cas sur les plages. Les milieux abrités, comme des lagunes et des terrains marécageux, sont généralement les plus sensibles. Toutefois, des études récentes effectuées sur un marais salant de l'Est du Québec, où il y a eu un déversement de pétrole en 1974, montrent que ce type d'environnement peut se rétablir naturellement de deux façons (Vandermeulen et Jotcham, 1986). Dans des régions à forte sédimentation, la surface polluée par le pétrole est complètement enfouie, et la couverture végétale restaurée. Dans les régions à faible sédimentation, au fur et à mesure que le pétrole s'altère, la végétation peut ou bien renaître des masses de racines ayant survécu sous la couche de goudron, ou encore bénéficier d'une nouvelle invasion latérale. Dans le cas de la marée noire de l'ARROW dans la baie Chedabucto, le pétrole s'étant infiltré dans des lagunes abritées s'est dilué très lentement et était encore visible par endroits en 1986. Par contre, dans des environnements à plus forte énergie, le pétrole s'est dégradé par des processus normaux et n'a persisté en quantités importantes que trois mois (Owens, 1977). De par la nature même des accidents qui surviennent en mer, les déversements accidentels de pétrole sont généralement associés à des tempêtes, c'est-à-dire à des périodes où les vagues, le haut niveau de l'eau aidant, peuvent transporter le pétrole à terre bien au-dessus de la laisse de haute mer et hors d'atteinte des vagues normales; aussi, la dilution du pétrole par les vagues sera-t-elle lente. Les effets des marées sur la persistance du pétrole sont complexes. Les vitesses de dégradation sont plus grandes dans les environnements à faible marnage, car les vagues se concentrent alors dans des zones plus étroites de la plage, mais en même temps le pétrole se dépose sur des épaisseurs plus importantes. Dans des milieux à grand marnage, les vagues et le pétrole se dispersent sur une plus large zone; la pellicule d'huile est, dans ce cas davantage sujette à une dégradation mécanique sous l'action des vagues, et à une alternance d'exposition et de submersion sous l'action des marées. Dans l'Arctique canadien, le pétrole échoué sur des plages persiste plus longtemps et a de plus grandes répercussions que dans les régions plus tempérées, à cause de la plus longue durée de la glace de mer saisonnière et du pergélisol. Le dégel des plages n'atteint que de faibles profondeurs, de

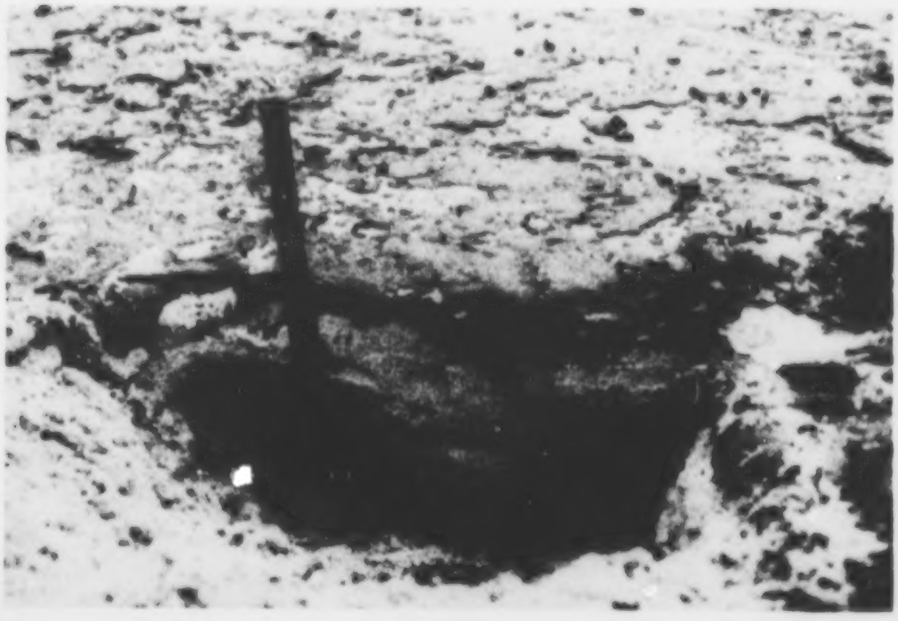


Figure 14-46. Le pétrole se dépose fréquemment sur la partie supérieure de l'estran, où il peut se solidifier pour former « des revêtements asphaltiques », que l'on peut voir sur cette photo où ils sont partiellement formés. Il peut aussi être alternativement enfoui et exposé, au gré des variations morphologiques de la plage. Le manche de la pelle, qui fait 0,5 m de long, donne l'échelle.

sorte que le pétrole, ne pouvant pénétrer profondément dans le sol, peut être repoussé vers le bas de la plage par les eaux souterraines ruisselant à la surface du pergélisol. La poussée glacielle peut redistribuer les sédiments imbibés de pétrole et les entraîner hors d'atteinte des vagues. Les glaces côtières peuvent en outre empêcher les vagues de remanier des rivages pollués par le pétrole.

Des expériences contrôlées visant à étudier les effets du pétrole sur des plages de l'Arctique ont été effectuées dans la partie nord de l'île de Baffin (Owens et al., 1983). Elles ont révélé que la vitesse de nettoyage naturel des plages dépend de l'intensité des vagues. Les résultats semblent indiquer que, lorsque le fetch est supérieur à 25 km, la contamination par le pétrole est ramenée par des processus naturels à des concentrations négligeables (500 mg de pétrole par km de rivage) en moins de 100 jours. Par contre, les concentrations du pétrole échoué sur des plages ou sur des rivages abrités peuvent demeurer importantes pendant plus de 10 ans (Owens et al., 1983). Le pétrole

Figure 14-47. Des conglomérats solidifiés de pétrole et de sédiments ont, en présence des vagues, des caractéristiques hydrodynamiques différentes de celles des sédiments locaux. Ces fragments artificiels se rassemblent de préférence sous forme de marques de plage dans la zone des brisants, près de la laisse de basse mer. Les principales divisions sur la mire stradimétrique inclinée, à côté du tripode de 0,9 m de haut, ont chacune 10 cm de long.

peut retarder la formation de la glace sur les plages pendant l'automne. La glace fixe fondra plus rapidement au printemps si du pétrole s'est mélangé à elle ou s'est déposé sur elle pendant l'embâcle ou l'hiver précédent. Le dépôt de pétrole sur un sol riche en glace, dans les régions à pergélisol, peut être à l'origine d'instabilités thermiques.

Si une éruption de pétrole et de gaz se produisait sous l'eau dans les régions arctiques, la couverture glacielle pourrait contenir le contaminant et l'empêcher de se disperser; toutefois, le printemps venu, le pétrole risquerait, s'il n'est pas éliminé, de monter à la surface de la glace et, de là, de se répandre. Les nappes d'huile superficielles sont frottées et dispersées dans les eaux infestées de glace, comme ce fut le cas de la marée noire du KURDISTAN au large de la Nouvelle-Écosse, mais l'interaction de la glace et des vagues à proximité du rivage crée des problèmes de logistique pendant les opérations de nettoyage.

Des cartes et des indices de la sensibilité des côtes permettent de classer les types de côtes et d'établir l'ordre de priorité des opérations de protection et de nettoyage. Les sensibilités sont établies en fonction des facteurs suivants : morphologie et composition de la côte; énergie des vagues; température de la mer et de l'air; persistance du pétrole (voir le tableau 14-9) (Owens, 1971; Hayes et al., 1978; McLaren, 1980; McLaren et Barrie, 1985; Desmarais et al., 1984).

Le pétrole échoué peut affecter sévèrement la stabilité de la côte et ce de plusieurs façons : interférence avec le transport et l'érosion des sédiments; agglutination des sédiments et modification subséquente de leurs propriétés hydrauliques; destruction de la végétation conduisant à une instabilité de l'arrière-plage, des marais et des lagunes; effets particuliers aux régions arctiques, décrits cidessus. L'impact d'un déversement dépend du moment où survient la catastrophe, c'est-à-dire qu'il varie selon la présence ou l'absence de glace fixe, et selon que la plage est en construction ou en érosion au moment où le pétrole atteint le rivage.

Des procédés de nettoyage inadéquats peuvent aussi affecter la stabilité de la plage. Par exemple, si des sédiments pollués par le pétrole sont enlevés d'une plage qui n'a aucune source active de sédiments, sans être remplacés, la plage subira le sort de celles qui ont souffert d'une mauvaise exploitation des granulats. Dans bien des cas, la solution pourrait être de laisser agir librement les processus naturels, mais elle risque de se heurter à l'opposition de la population.

Hibernia : le tracé des pipelines dans le plan initial

G.B.J. Fader

Le pétrole et le gaz du champ Hibernia pourraient être transportés vers le marchés de plusieurs manières. Une des méthodes envisagées au début du projet était l'installation d'un pipeline sur la plate-forme continentale, qui devait acheminer le pétrole du gisement à Terre-Neuve. Or, même si les plans actuels prévoient le recours à des navires pétroliers (Mobil Oil Canada Ltd., 1985; Canada-Newfoundland Offshore Petroleum Board, 1986), le plan initial illustre bien comment des considérations géologiques peuvent entrer en ligne de compte dans le choix du tracé d'un pipeline. Avec cette méthode de transport, on s'est demandé quel était le meilleur trajet à emprunter. Question d'autant plus

Tableau 14-8. Facteurs qui influent sur la persistance du pétrole échoué (d'après Robillard et al., 1980).

Types de pétrole	Épaisseur du pétrole sur la surface du rivage	Profondeur de pénétration du rivage	Niveau d'énergie des vagues sur le littoral	Température de l'air	Persistance prévue	Fetch	Vents prédominants	Exposition de la côte	Glace de mer	Niveau d'énergie
Volatil léger	Très mince (<1 cm)	Tout le pétrole exposé sur la surface de la côte	Niveau de forte énergie Côte exposée	Élevée (>25 °C)	Jours/Semaine	Long	À terre	Côte droite (ouverte)	Absente	Élevé
↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓
Goudronneux	Épais (>10 cm)	Tout le pétrole enfoui sous la surface de la plage	Niveau de faible énergie, côte complètement abritée	Basse (<0 °C)	Décennies	Court	Au large des côtes	Côté échancrée (abritée)	Présente	Faible

pertinente que les affouillements dus aux icebergs pourraient constituer un sérieux problème.

La route la plus directe part du champ Hibernia et aboutit à la presqu'île Avalon (fig. 14-48) (S. Liesemer, communication personnelle, 1980). Dans la moitié occidentale (interne) de la route, le sous-sol est constitué de grès et de siltstones indurés du Paléozoïque, recouverts d'une mince couche de till, de moins de deux mètres d'épais (King et Fader, 1980). Le fond marin est par endroits rempli de sillons et de cavités formés par des icebergs; dans la plupart des cas, les sillons traversent la mince pellicule de sédiments superficiels jusqu'au substratum rocheux. Le pipeline devait donc être enfoui. Or, il s'est avéré, à l'examen des échantillons du substratum, que ces roches indurées seraient difficiles à excaver (King et Fader, 1976). Dans l'autre moitié (externe) de la route, le fond marin est constitué d'une mince couche de sédiments meubles reposant sur un substratum rocheux du Crétacé et du Tertiaire. Les roches tertiaires sont relativement tendres et, en conséquence, faciles à creuser au moyen des techniques classiques.

Tableau 14-9. Degrés de sensibilité attribués à divers types de côtes (A) par McLaren et Barrie (1985), pour la partie est du détroit de Lancaster et la partie nord-est de l'île de Baffin; et (B) Owens (1977) pour les côtes canadiennes en général.

SENSIBILITÉ PHYSIQUE CROISSANTE	(A)	(B)
	Côte de glacier	Affleurements rocheux ou rivage à falaises
	Côte rocheuse - abrupte - modérée - faible	Plages exposées - vasières - plaines de sable
	Côte meuble - abrupte - modérée - faible	Milieux abrités - croissants de plage - marais - lagunes
	Type de plage - en croissant - continue - cordon littoral	
	Matériau de plage - bloc - sable - gravier - caillou	
	Estran - étroit - large	

En raison des problèmes susceptibles de se poser dans la partie interne de la route directe, il a été proposé d'infléchir le tracé vers le sud, de telle sorte que la plus grande partie possible de la route passe par le substratum tertiaire et crétacé, quitte à l'allonger (King et Fader, 1980; Weir, 1981) (voir fig. 14-48). La faisabilité de ce tracé, du point de vue géologique, a été confirmée par des études sismiques et des sondages (King et al., 1986).

Les plans actuels renoncent à l'utilisation de pipelines pour transporter le pétrole d'Hibernia à Terre-Neuve, en invoquant le coût prohibitif de l'allongement du tracé et les difficultés techniques que poserait le transport du pétrole brut paraffinique qu'on trouve dans le réservoir d'Hibernia; toute interruption d'écoulement à l'intérieur du pipeline congèlerait le pétrole qui s'y trouverait, à moins que la conduite ne soit chauffée (D.F. Sherwin, communication personnelle, 1987).

Câble traversant le détroit de Belle Isle

D.I. Ross, H.W. Josenhans et J. Guigné

L'électricité produite à Churchill Falls, au Labrador, est transportée par des lignes continentales dans d'autres provinces et aux États-Unis, via le Québec. Or une liaison électrique entre le Labrador et l'île de Terre-Neuve, en plus d'alimenter la province, fournirait des débouchés à la production de petites centrales hydroélectriques dont pourrait être équipé le cours inférieur du fleuve Churchill. La question est de savoir comment l'électricité pourrait traverser le détroit de Belle Isle (voir fig. 14-49a).

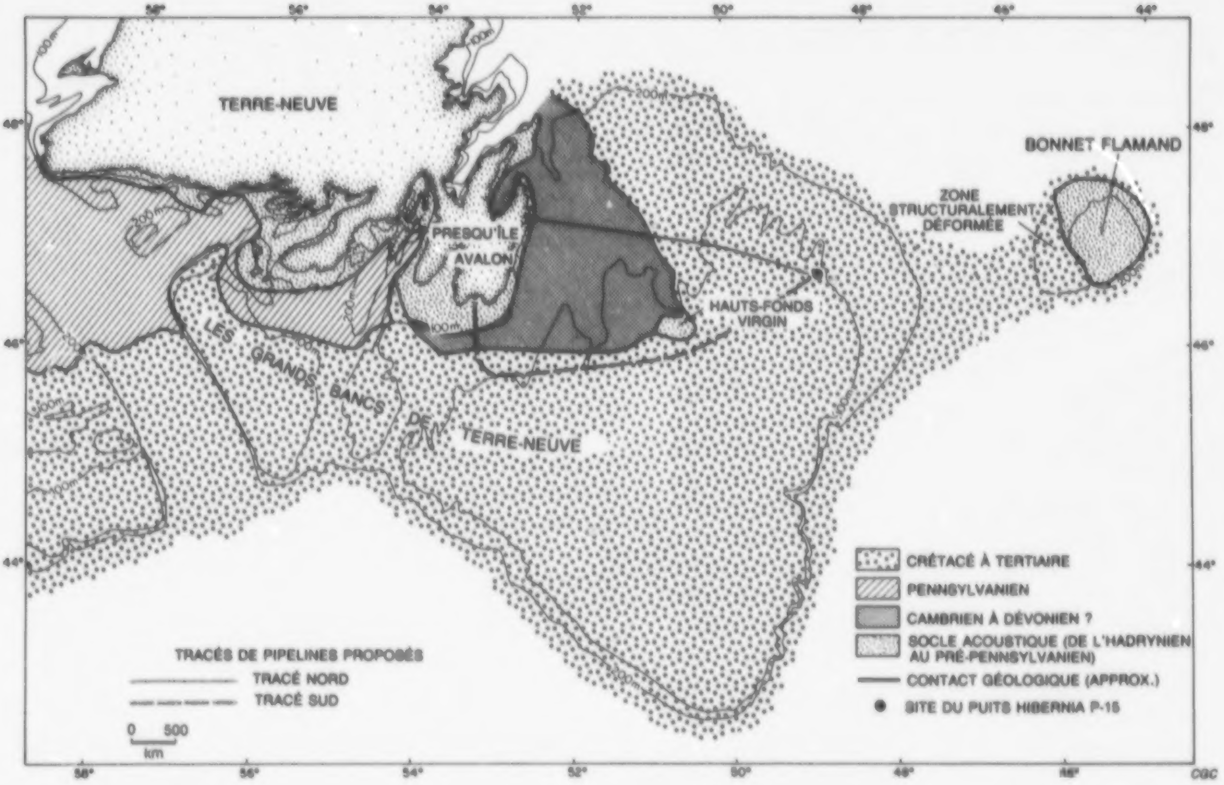


Figure 14-48. Géologie du substratum rocheux, près de la surface, et tracés de pipelines nord et sud, considérés au moment de la planification de la mise en valeur du champ Hibernia.

La question n'est pas sans importance, car il faudrait protéger les câbles sous-marins qui seraient installés dans le détroit contre les quilles des icebergs, les chaluts de pêche, et les courants forts. Un exemple suffira à illustrer ce problème. Il entre chaque année de 60 à 90 icebergs par l'extrémité orientale du détroit, et on prévoit une moyenne annuelle de 2,5 affouillements dans la zone qui sera traversée par le câble (Kollmeyer, 1980). Bien que le détroit ne mesure que 15 km de large dans sa section la plus étroite, l'installation des câbles sous-marins et les mesures à prendre pour les protéger contre les dangers évoqués plus haut seront limitées par la nature même du socle et des sédiments superficiels, ainsi que par la morphologie du fond marin. Trois options sont alors considérées : 1) creusement d'un tunnel sous le détroit; 2) creusement de tranchées dans le substratum rocheux du fond marin; 3) enfouissement, par labourage, dans les sédiments meubles recouvrant le substratum.

La morphologie du détroit est relativement complexe, et les profondeurs d'eau dépassent 100 m dans la cuvette de Terre-Neuve, dans le centre du détroit (fig. 14-49a). Le substratum rocheux du détroit est composé de gneiss précambriens sur lesquels reposent une séquence de roches sédimentaires faillées du Cambrien qui affleure localement dans le détroit. (Geoterrex Ltd., 1975; Green et al., 1982; Bostock et al., 1983). Ce substratum est généralement recouvert de sédiments tels que tills à blocs, sables et un hachis de coquilles. Des crêtes de blocs et des crêtes morainiques forment des entités linéaires parallèles à la côte. Des affouillements d'icebergs récents sont fréquents sur le fond marin en eaux peu profondes, et des affouillements reliques s'observent dans les eaux plus profondes de la cuvette de Terre-Neuve. La majeure partie du fond marin est recouverte d'un résidu de déflation constitué de graviers et de blocs.

L'idée d'un tunnel offre une solution intéressante, car, en mettant le câble à l'abri des courants, des vagues, des chaluts et des quilles de glace, elle assure une sécurité presque complète. Elle a en outre l'avantage d'établir un pont entre le continent et l'île de Terre-Neuve. On s'est rendu compte que les sédiments du Cambrien pourraient être aquifères, de sorte qu'il faudrait creuser le tunnel dans les gneiss du Précambrien, c'est-à-dire à une profondeur d'au moins 425 m sous le fond de la mer, en plus de foncer des puits d'accès jusqu'à des profondeurs d'environ 580 m de chaque côté du détroit (Teshmont Consultants, 1974; SNC-Lavalin Newfoundland Ltd., 1980a). Un tel tunnel serait coûteux.

Les câbles de transmission pourraient être posés dans deux tranchées de 0,6 m de large et 1,5 m de profondeur chacune, pratiquées dans le substratum rocheux des sédiments superficiels (SNC-Lavalin Newfoundland Ltd., 1980b). Des études avaient d'abord indiqué que ces sédiments étaient minces et faciles à enlever, mais, plus

récemment, des levés géophysiques et des sondages ont montré que l'épaisseur de la couverture varie énormément d'une rive à l'autre du détroit. Ces travaux ont en outre mis en évidence le fait que les nombreuses crêtes de till constituent un obstacle majeur aux méthodes d'excavation actuelles, et que l'inclinaison des flancs de certaines crêtes de till et de substratum dépassait les capacités des excavatrices. Les sédiments et les affleurements du substratum ont été étudiés en détail dans certaines zones au moyen du submersible PISCES IV et les observations ont confirmé les résultats des études géophysiques et des campagnes de forage (Zevenhuizen, 1986).

Après avoir reconsidéré les obstacles techniques à la lumière de ces travaux, il semble que la troisième solution, qui consiste à labourer les sédiments et y enfouir les lignes de transport d'énergie, pourrait être viable. Elle a l'avantage d'être la moins coûteuse, mais elle présente aussi un inconvénient évident : le câble serait davantage exposé aux périls sous-marins et le risque d'une panne d'électricité serait d'autant plus grand. En revanche, le câble serait facile à récupérer et à réparer ou remplacer en cas de dommages. Il faut choisir un tracé où le câble puisse être enterré au moins dans la partie la moins profonde, de manière qu'il soit protégé des icebergs et des chaluts de pêche. Dans la partie la plus étroite du détroit, l'abondance des crêtes de till à blocs et des affleurements de substratum rocheux est peu propice à l'enfouissement d'un câble. En s'éloignant vers le sud-ouest, par contre, la profondeur de l'eau ainsi que l'épaisseur des sédiments augmentent généralement, en particulier dans les régions côtières peu profondes du côté du Labrador. D'après des levés de reconnaissance, même si les crêtes de till résistantes forment encore une partie importante du terrain de couverture, la dispersion de ces crêtes et l'épaisseur généralement plus forte des sédiments, conjuguées à l'élargissement du chenal, sont de nature à favoriser l'enfouissement du câble sur la majeure partie du tracé. De plus, on a trouvé un ancien lit de cours d'eau, étroit et comblé de sédiments, qui traverse la zone côtière peu profonde au large de la baie St. Barbe, sur l'île de Terre-Neuve, et qui pourrait assurer au câble une protection adéquate dans cette zone littorale exposée (voir fig. 14-49a). Des levés géophysiques ont été faits dans cette partie méridionale du détroit, et des expériences d'enfouissement réalisées sur un câble prototype; un an plus tard, des observations ont été effectuées à l'aide du submersible PISCES IV (voir fig. 14-50). Ces expériences ont montré que les crêtes de till à blocs dans cette partie du détroit ne représentent pas un obstacle majeur à l'enfouissement. Les sédiments du fond marin ont été pénétrés jusqu'à 60 cm de profondeur par le soc de charrue sur 80 % de la distance totale traversée. De plus, les observations faites au moyen du submersible semblent indiquer que les forts courants de fond entraînent tous les sédiments fins superficiels d'une zone labourée et comblaient les sillons avec du sable et du hachis de coquilles, de sorte qu'un câble enfoui serait probablement protégé. Ainsi, la faisabilité de la troisième solution envisagée, le labourage, est démontrée par des études géophysiques qui avaient été entreprises en rapport avec la deuxième solution, la tranchée. L'adopter équivaudrait à réduire les coûts d'installation et de remplacement du câble, mais au prix d'une protection moindre.

La conception technique du projet de câble d'électricité dans le détroit de Belle Isle doit beaucoup à des études géologiques et environnementales détaillées. Non seulement les résultats de ces travaux ont-ils jeté une lumière nouvelle sur la dynamique de cette voie d'eau, mais aussi ils ont permis d'évaluer la technologie la plus appropriée pour différents niveaux de fiabilité et de coût. Le projet a montré combien il était important de faire des études géologiques régionales et détaillées pour mieux comprendre les limites des plans d'aménagement; il a aussi généré une base de données utile pour de futures évaluations. Une fois les limites géologiques et techniques comprises, la décision d'aménager une liaison de transport d'énergie entre l'île de Terre-Neuve et le Labardor sera prise en fonction du marché de l'électricité, du coût d'installation et du degré de fiabilité exigé.

RÉSUMÉ

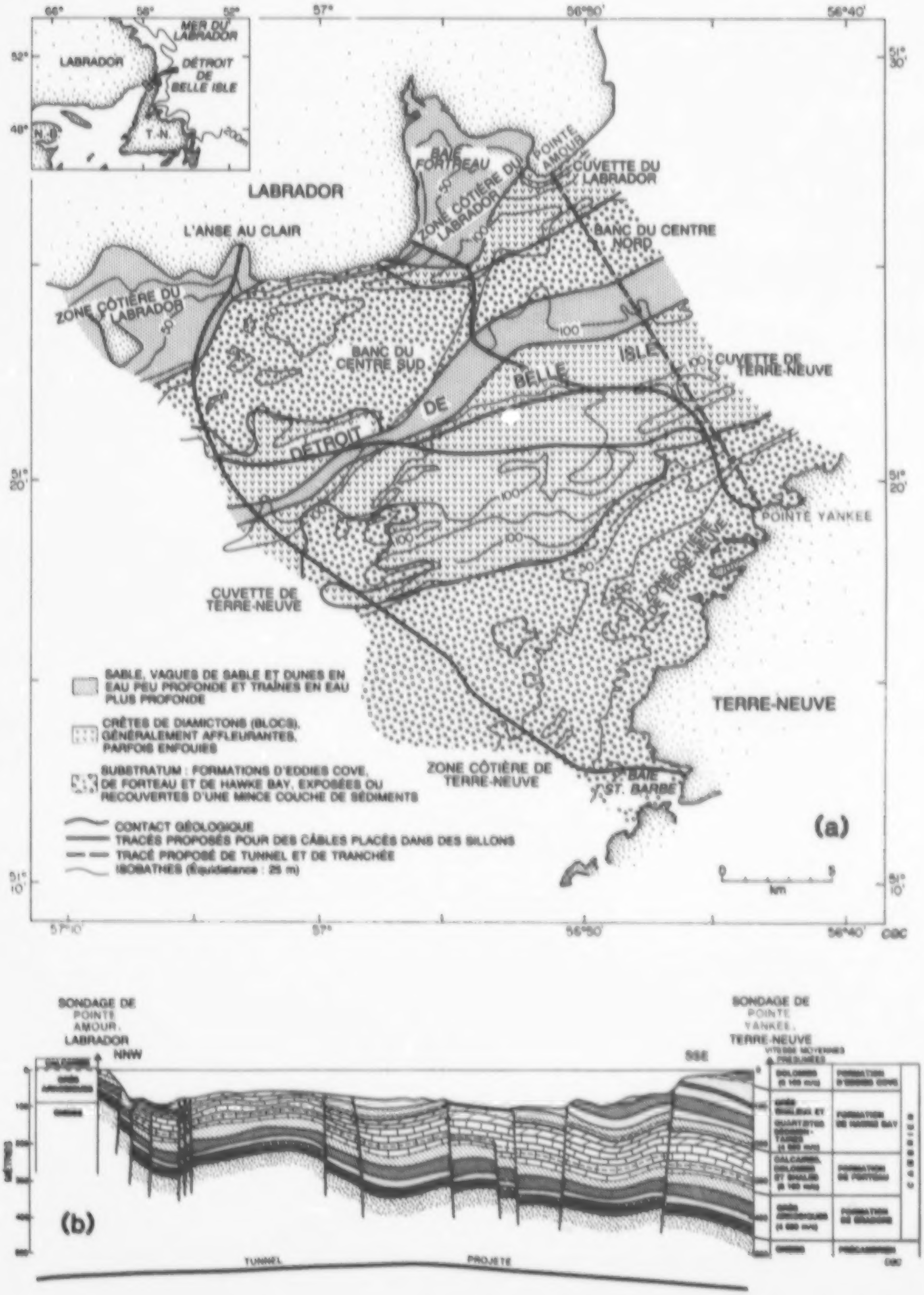
Les contraintes géologiques dans la zone côtière

Les environnements côtiers du sud-est du Canada sont variés, allant de plans d'eau marine protégés dans des fjords, à des estuaires soumis à l'influence des rivières, en passant par des côtes exposées à l'action érosive des grandes vagues. Sur la côte atlantique, les vagues atteignent une hauteur significative annuelle de 10 m. Ces environnements se transforment au gré des tempêtes saisonnières et des glaces de mer présentes en proportions variables l'hiver et le printemps. Les effets des vagues sur la côte (inondation, érosion et transport des sédiments littoraux) prennent des proportions catastrophiques avec les raz de marée, les marées exceptionnellement hautes qui se produisent plusieurs fois par an et, moins fréquemment, les tsunamis.

L'aménagement de la zone côtière prend diverses formes, selon les industries, les habitations et les activités récréatives de sa population. De petites baies (inlets) sont intensivement utilisées pour les pêches et comme port de pêche. Les plus grandes servent au développement urbain, à la défense, à la recherche, à l'approvisionnement des zones extracôtières, ainsi qu'à la transformation et au transbordement du poisson et des produits forestiers, minéraux, pétroliers et autres. La navigation dans ces baies industrialisées exige une infrastructure englobant l'aide à la navigation côtière, des chenaux d'approche de profondeur adéquate et des installations côtières comme des quais et des entrepôts. Ailleurs, les propriétés riveraines sont aménagées pour la construction domiciliaire, l'agriculture et les activités récréatives ou touristiques. Jusqu'à ces derniers temps, les plages servaient généralement de source de granulats.

Les principales contraintes géologiques (voir le tableau 14-10) à s'exercer sur la mise en valeur de la côte Est viennent des processus qui déterminent la stabilité physique des côtes et la qualité chimique des sédiments des inlets. Si certaines parties de la côte sont stables en raison de la

Figure 14-49. Région du câble sous-marin traversant le détroit de Belle Isle. La carte indique la bathymétrie en mètres, les zones et entités géologiques superficielles et les tracés possibles du câble (a), ainsi qu'une coupe géologique du substratum rocheux (b). La couverture de sédiments n'est pas indiquée. (D'après Geonautics, 1984) (Coupe géologique d'après Bostock et al., 1983; données sur les failles tirées de Geoterrex Ltd., 1975).


MER DU LABRADOR
LABRADOR
DÉTROIT DE BELLE ISLE
T.-N.
LABRADOR
L'ANSE AU CLAIR
BAIE FORTEAU
POINTE AMOUR
ZONE CÔTIÈRE DU LABRADOR
CUVETTE DU LABRADOR
BANC DU CENTRE NORD
BANC DU CENTRE SUD
DÉTROIT DE BELLE ISLE
CUVETTE DE TERRE-NEUVE
POINTE YANKEE
CUVETTE DE TERRE-NEUVE
ZONE CÔTIÈRE DE TERRE-NEUVE
TERRE-NEUVE
ZONE CÔTIÈRE DE TERRE-NEUVE
BAIE ST. BARBE
SABLE, VAGUES DE SABLE ET DUNES EN EAU PEU PROFONDE ET TRAÎNES EN EAU PLUS PROFONDE
CRÊTES DE DIAMICTONS (BLOCS), GÉNÉRALEMENT AFFLEURANTES, PARFOIS ENFOUIES
SUBSTRATUM : FORMATIONS D'EDDIES COVE, DE FORTEAU ET DE HAWKE BAY, EXPOSÉES OU RECOUVERTES D'UNE MINCE COUCHE DE SÉDIMENTS
CONTACT GÉOLOGIQUE
TRACÉS PROPOSÉS POUR DES CÂBLES PLACÉS DANS DES SILLONS
TRACÉ PROPOSÉ DE TUNNEL ET DE TRANCHÉE
ISOBATHES (Équidistance : 25 m)
(a)
km
57°10'
57°
56°50'
56°40'
51° 30'
51° 20'
51° 10'
GSC
SONDAGE DE POINTE AMOUR, LABRADOR
NNW
SONDAGE DE POINTE YANKEE, TERRE-NEUVE
SSE
MÈTRES
(b)
FORMATION D'EDDIES COVE
FORMATION DE HAWKE BAY
FORMATION DE FORTEAU
FORMATION DE BRADORE
PRÉCAMBRIEN
CAMBRIEN
TUNNEL PROJETÉ
GSC

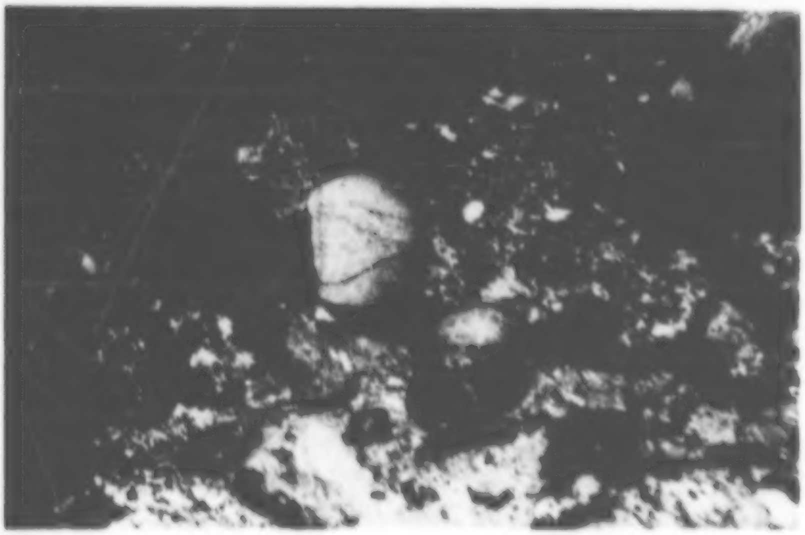


Figure 14-50. Photographie prise d'un submersile montrant la perturbation résiduelle de la surface d'une crête de till graveleux un an après le creusement de tranchées à titre d'essai; une tranchée traverse les photos du coin inférieur gauche au coin supérieur droit. Les surfaces fraîches (couleur claire) des roches dérangées ne sont pas encore colonisées par des organismes benthiques. Le diamètre du galet de couleur claire au centre de la photo est d'environ 20 cm.

résistance du substratum rocheux, d'autres, par contre, sont constituées de dépôts glaciaires meubles et de grès préquaternaires dont l'érosion peut endommager des bâtiments non convenablement protégés. La fraction sableuse du matériau qui dérive le long du littoral et va construire plages, flèches et barres littorales, ensable périodiquement les chenaux maritimes. Cette contrainte est compensée par le dragage; en l'espace de 25 ans, on a enlevé 34 millions de mètres cubes de sédiments dans 550 ports des provinces atlantiques. L'exploitation du sable de plage, qui était pratique courante auparavant, est rigoureusement réglementée depuis une dizaine d'années, car on sait maintenant qu'elle contribue à l'épuisement des plages et à la rupture de barres littorales. Le cas de la côte Est de la Nouvelle-Écosse illustre la précarité de la stabilité de la côte. Bien que la production de sédiments dans cette région soit favorisée par l'élévation actuelle du niveau marin, les apports sédimentaires ne sont pas suffisants pour alimenter les parties des plages situées en aval du courant, car les drumlins qui s'érodent constituent une source limitée et que les sédiments sont retenus localement dans les différents compartiments de la côte. En l'espace de 30 ans, ces processus, conjugués à une exploitation des sables à une grande échelle, ont transformé la plage Silver Sands, réduisant un large cordon littoral sablonneux connu comme site récréatif à une étroite et abrupte levée de plage graveleuse. Ayant reconnu la sensibilité de ces rivages aux changements, on y a réglementé les travaux d'exploitation et on a enfermé dans un parc du patrimoine une section de côte constituée de drumlins et de cordons littoraux.

La plupart des grands centres urbains et industriels sont établis dans des baies ou des estuaires, où le rejet des eaux résiduaires peut être une cause de pollution si les contaminants ne sont pas chassés suffisamment vers le large. Des effets mesurables de la pollution sont apparus à peine 20 ans après la construction de la chaussée qui relie l'île du Cap-Breton à la Nouvelle-Écosse et l'industrialisation du détroit de Canso, nouvellement aménagé, libre de glace et à l'abri des vagues. Les eaux de surface contenaient des métaux en traces et des matières solides en suspension riches en matières organiques, qui provenaient des déchets; en outre, les sédiments du fond montraient des accumulations de déchets et des variations fauniques attribuées à la pollution du détroit. Dans la région de l'Atlantique canadien, la rivière Miramichi et les sédiments du fond de son estuaire sont parmi les plus pollués; la teneur en Zn, à l'état de traces, est beaucoup plus élevée que dans d'autres estuaires et d'autres baies. Cet estuaire, qui a été longtemps un site de traitement de bois, de pâte à papier et de minéraux, est aussi une pêcherie et un centre d'expédition et de distribution pour le nord-est du Nouveau-Brunswick. Un conflit a surgi au sujet de l'utilisation de cette voie navigable lorsqu'il fut question d'agrandir le chenal maritime pour permettre aux cargos d'accéder aux ports de la Miramichi. Le dragage ne risquait-il pas de remettre en circulation des déchets toxiques déposés depuis longtemps dans les sédiments du fond et causer des torts aux pêcheries ? Des études océanographiques et hydrographiques, combinées à des données géochimiques, sédimentologiques et micropaléontologiques, ont révélé que les variations de la concentration des particules en suspension et des métaux en traces étaient le résultat d'une interaction complexe de plusieurs facteurs : apports saisonniers d'eau douce, caractéristiques de la chasse des marées et interactions géochimiques; certains métaux, par exemple, se sont déposés en permanence dans les sédiments du fond, alors que d'autres y sont emmagasinés temporairement pendant les crues du printemps pour être chassés de l'estuaire pendant le reste de l'année. Dans la conception du chenal maritime et des opérations de dragage qu'il allait nécessiter, on a tenu compte de ces processus et minimisé la remise en circulation des sédiments de surface réactifs, en choisissant un tracé qui limiterait le plus possible les besoins en dragage, en alignant les chenaux sur les courants, en stabilisant les berges, en réduisant le plus possible le remaniement des sédiments superficiels et en choisissant le site de décharge des déblais de dragage de manière à obtenir une stabilité à long terme. Malgré ces précautions, une partie des déblais

a été remobilisée et le trop-plein des dragues s'est dispersé sur une vaste étendue, entraînant une contamination à court terme du biote benthique par le cadmium.

Si les influences qui s'exercent sur les côtes du sud-est du Canada sont surtout saisonnières, dans le Nord du Canada, c'est l'action permanente de la glace et du froid qui domine les processus côtiers. Les seules contraintes (voir le tableau 14-10) sont les instabilités provoquées par les mouvements de la glace de mer et par le pergélisol côtier. Des vagues de tempête ne s'y produisent que rarement, lorsque la mer est libre de glace et les plages dégelées; elles peuvent alors transporter des sédiments et modifier considérablement le profil des plages. Lorsque la glace de mer est poussée vers la côte, particulièrement après la débâcle printannière, des plaques peuvent s'amonceler en crêtes échouées près du rivage, recouvrir la plage sur une centaine de mètres (chevauchement glaciel), ou encore former des empilements glaciels qui peuvent persister pendant plusieurs années. Ces phénomènes sont peu fréquents et se manifestent plus probablement sur les côtes des caps, des deltas, des promontoires, au confluent des chenaux ou sur les îles à l'intérieur des chenaux. Des structures reposant au sol pourront être affectées d'un mouvement différentiel indésirable, en raison du tassement dû au dégel du pergélisol, par exemple, lorsque des sédiments de surface sont remaniés, que des vagues exposent le front de

Tableau 14-10. Obstacles à la mise en valeur des zones côtières et extracôtières de l'Est du Canada.

Processus ou entité	Effets sur la mise en valeur	Exemples et observations
Forte houle associée à des marées hautes et à des soulèvements de tempête; tsunamis.	Instabilité physique de la côte se traduisant par des inondations, l'érosion de la côte et le transport des sédiments côtiers; risque de dommages aux structures côtières et de comblement des canaux maritimes.	Côtes exposées de l'Atlantique, du golfe du Saint-Laurent et de la baie de Fundy.
Flux géochimique	Accumulation et libération de contaminants dans des sédiments de bras de mer; menace la qualité de l'eau et les pêcheries.	Baie, bras de mer, et estuaires fortement industrialisés, par exemple, le détroit de Canso en N.-É., le port de Halifax et la Miramichi, au N.-B.
Glace de mer	Poussée et charge excercées sur des structures côtières par la formation de crêtes de glace, le chevauchement de la glace sur les plages et l'empilement de la glace sur le rivage. La glace épaisse constitue un obstacle à la navigation.	Chenaux de l'archipel arctique, spécialement les promontoires des côtes; particulièrement vulnérables au printemps.
Pergélisol	Le tassement dû au dégel peut exercer sur les structures côtières des pressions. Recul rapide des falaises riches en glace, ce qui limite les possibilités de construction en milieu côtier.	Côtes de l'Arctique riches en sédiments; le phénomène est accentué par l'exposition du front de dégel aux vagues.
Déversements accidentels de pétrole sur les côtes	Contamination de l'habitat et torts causés aux plantes et aux animaux sur la côte. Le nettoyage par enlèvement des sédiments peut produire un remaniement non souhaitable des plages.	On évalue et cartographie la sensibilité de grandes sections des zones côtières, afin d'établir des plans d'urgence en cas de déversement de pétrole.
Blocs, cailloux	En subsurface, les blocs peuvent nuire aux forages pétroliers. Sur le fond marin, les blocs peuvent endommager les chaluts.	La plate-forme du Labrador et le Le Banquereau (forage). Bancs de la plate-forme (lieux de pêche).
Surpression	Fluides de formation à pression (anormalement) élevée susceptibles de produire des éruptions.	Champ Venture, plate-forme Néo-Écossaise (2 éruptions); cela s'est aussi produit sur la plate-forme du Labrador et les Grands Bancs de Terre-Neuve.
Hydrate de gaz	La production de pétrole pourrait entraîner un dégagement rapide de gaz et un tassement dû au dégel, compromettant la sûreté du puits.	Observé dans l'archipel arctique, ce phénomène pourrait être très répandu au-dessous de 200 m, sur la marge continentale de l'Est du Canada.
Gaz peu profond	Ces gaz constituent un danger lors de l'installation du tubage d'un puits. Modifie la capacité portante des sédiments.	Phénomène répandu dans les sédiments à grain fin.
Petites dépressions coniques (pockmarks)	Ces cavités peuvent rendre instables des fondations.	Répandues dans les bassins de plate-forme et sur la partie supérieure du talus, dans des sédiments à grain fin.

dégel, ou que des côtes contenant de la glace de sol massive subissent un recul rapide. Les effets du pergélisol sur la côte sont complexes; ils dépendent des influences variables du type de sédiments, de la topographie et de la morphologie, des vitesses de dégel, de la présence d'eau interstitielle salée et de la présence de glace fixe telle que pied de glace et glace de fond. Ces contraintes se font sentir, par exemple, dans l'aménagement des terminaux maritimes dans l'archipel arctique, infrastructure dont on a de plus en plus besoin pour le transbordement des ressources minérales et des hydrocarbures. Les fjords et les baies de l'est et du nord-est de l'archipel arctique offrent de nombreux sites possibles. Dans le centre-nord des îles de la Reine-Élisabeth, région au fort potentiel en hydrocarbures, peu de côtes conviennent à l'aménagement portuaire, car la plupart confinent dans des eaux peu profondes et sont recouvertes de silts et d'argiles marins, riches en glace. La glace de mer est un obstacle majeur à la navigation, et l'épaississement de la glace, dû au passage fréquent des navires, augmente les difficultés.

L'opinion publique réclame la surveillance et le nettoyage des marées noires. La nécessité de prévoir le comportement et les effets des marées noires a mis à rude épreuve notre connaissance des processus côtiers. En milieu côtier, le pétrole est une forme de pollution particulièrement funeste pour la végétation et la faune; il peut aussi affecter la stabilité des plages, en enrobant les particules sédimentaires et en modifiant leur comportement en présence des vagues. Enlever les sédiments pollués sans les remplacer peut imposer aux plages des contraintes indésirables. L'expérience acquise après des déversements de pétrole accidentels (149 en 5 ans) et expérimentaux montre que le comportement du pétrole sur la côte est complexe et varie selon le type, l'épaisseur et la pénétration du pétrole échoué, le type de sédiment, la morphologie de la côte, et l'exposition aux vagues. Dans les eaux de l'Arctique, le pétrole augmente la vitesse de fonte de la glace de mer et peut déclencher des instabilités thermiques s'il s'est déversé sur un sol riche en glace. Les principaux facteurs qui influent sur le comportement du pétrole échoué

Tableau 14-10. (suite)

Processus ou entité	Effets sur la mise en valeur	Exemples et observations
Entités géologiques	Des chenaux et des canyons sont des sites à forte pente et potentiellement instables. Certains chenaux offrent des voies d'acheminement sans aspérité sur un terrain rugueux pour des câbles et des pipelines. Des chenaux enfouis, des moraines, des zones altérées, et des failles limitant des sédiments aux propriétés géotechniques variables pourraient provoquer un tassement différentiel de la structure installée. Des affleurements rugueux et irréguliers de substratum et des crêtes de moraines peuvent être gênants pour l'installation de câbles et de pipelines. Des failles et des diapirs qui affectent les dépôts quaternaires peuvent indiquer des zones sujettes à des mouvements.	Pour la description des entités, voir le chapitre 10. Pour leur distribution, voir les cartes 1705A et 1711A, et les figures 2 et 3, en pochette.
Érosion et sédimentation	Ces processus peuvent saper des structures côtières; ensabler des barrages de centrales marémotrices; exercer une surcharge indésirable; déplacer les figures sédimentaires du fond servant d'appui à un pipeline. De forts courants sur le talus et le glacis peuvent limiter les possibilités de mise en valeur.	Occurrence probable sur des bancs exposés; où le sable est abondant, par exemple l'île de Sable, le banc de Georges et la baie de Fundy. Ces processus sont décrits au chapitre 11.
Affouillement par la glace	Les icebergs ou les quilles de glace de mer peuvent, en râclant ou heurtant le fond, endommager les ouvrages qui s'y trouvent; de plus l'affouillement mélange les sédiments superficiels et en rend la surface plus rugueuse.	Les effets de la glace de mer sont limités à une profondeur inférieure à 50 m dans l'Arctique. Les effets des icebergs modernes peuvent atteindre des profondeurs de 200 m à 300 m sur la plate-forme de l'Est du Canada.
Sismicité et séismes	Les secousses sismiques et les coulées, glissements, décrochements, courants de turbidité et tsunamis qu'elles déclenchent endommagent les fondations et les ouvrages, et inondent la zone côtière.	Les sédiments épais, normaux à subconsolidés, recouvrant le talus continental et les flancs des bassins de la plate-forme sont les plus sujets à l'instabilité.
Stabilité du talus continental	La reptation et la rupture peuvent déstabiliser des fondations.	Ces processus sont rarement déclenchés par des vagues sur la bordure de la plate-forme; ils le sont plus probablement par des séismes dans des sédiments subconsolidés sur le talus continental.
Courants de turbidité	Exercent une forte charge latérale et déstabilisent les fondations. Les turbidites perméables réduisent la capacité des sédiments des plaines abyssales de servir de lieu d'élimination des déchets radioactifs.	Susceptibles de limiter les possibilités de mise en valeur sur la partie inférieure du talus et sur le glacis.

sont maintenant connus; eu égard à ces facteurs, on a classé une grande partie des côtes de l'Arctique oriental et de l'Est du Canada du point de vue de leur sensibilité au pétrole. Tous ces renseignements ont été intégrés dans les plans de lutte contre les marées noires pouvant être causées par l'exploitation actuelle et future du pétrole et du gaz en mer.

Les contraintes géologiques dans la zone extracôtière

Avant l'ère de la prospection pétrolière, le fond marin ne présentait guère d'intérêt que pour les opérations militaires, les pêches et les communications. On connaît le cas des câbles télégraphiques transatlantiques qui furent rompus par le tremblement de terre des Grands Bancs en 1929. D'autres câbles de communication reposant sur le fond marin ont été écrasés par des icebergs.

Depuis 1966, donc, le fond marin est particulièrement important pour la recherche des hydrocarbures et la planification de la production du pétrole et du gaz. Le tableau 14-10 résume les contraintes géologiques auxquelles sont soumises ces activités.

Des blocs et des cailloux d'origine probablement glaciaire ont enrayé des trépans, empêché l'installation d'un tubage de surface et entraîné des retards coûteux, allant jusqu'à 21 jours, dans les forages pratiqués sur la plate-forme du Labrador et sur Le Banquereau de la plate-forme Néo-Écossaise.

L'intégrité mécanique des systèmes de forage peut être compromise lorsque les pressions des fluides de formation dépassent nettement la pression hydrostatique normale. Des surpressions modérées, dues à un enfouissement rapide de shales du Tertiaire, ont été détectées sur la plate-forme du Labrador et la plate-forme nord-est de Terre-Neuve, par exemple dans les puits Indian Harbour et Bonavista. Des surpressions ont aussi été reconnues dans des séquences du Jurassique et du Crétacé inférieur du bassin de Jeanne d'Arc, sur les Grands Bancs de Terre-Neuve; elles sont attribuées à un enfouissement rapide d'anciennes boues et à la formation ultérieure d'hydrocarbures. Les surpressions les plus considérables ont été mesurées dans le champ Venture, sur la plate-forme Néo-Écossaise, par 4 500 m de profondeur, où elles constituent un obstacle de taille à l'exploitation des réservoirs de gaz profonds. L'origine des surpressions, dans ce cas, est controversée; certains l'attribuent à une formation tardive de gaz associé à une porosité secondaire, d'autres à un enfouissement rapide et à un piégeage précoce des fluides dans les pores. Le système de surpression dans le bassin Néo-Écossais a été la cause de deux éruptions de puits, dont l'une n'a été colmatée qu'au bout de neuf mois.

Les hydrates de gaz sont des composés de gaz naturel et d'eau semblables à de la glace, qui se forment à de basses températures, mais qui se dissocient sous l'effet de la chaleur, par exemple au contact des fluides de forage. D'importants volumes de gaz peuvent alors être libérés et, éventuellement, entraîner une perte de contrôle du puits ou une déstabilisation du tubage. Des hydrates ont été observés dans les chenaux de l'archipel arctique et dans la mer de Beaufort, et on suppose qu'il en existe également sur la marge continentale de l'Est du Canada, surtout au nord des Grands Bancs de Terre-Neuve. On connaît mal l'ampleur du problème qu'ils peuvent représenter dans la production du pétrole et du gaz sous-marins.

Le gaz interstitiel peu profond est une contrainte pendant les premières phases du forage, avant l'installation d'un obturateur anti-éruption sur le tubage du puits. On contourne habituellement ce problème en évitant les zones de gaz interstitiel détectées à l'aide de levés sismiques peu profonds effectués à l'emplacement du forage.

Les principales structures utilisées ou proposées pour la recherche et la production du pétrole et du gaz au large de la côte Est du Canada sont les tubes guides, les plates-formes de forage auto-élévatrices, les plates-formes à embase-poids, les pipelines, et les systèmes d'ancrage pour plates-formes flottantes de production et de forage. En plus du poids des structures, le fond marin doit supporter une composante des charges latérales exercées par les forces naturelles. Étant donné que les forces dues à l'action conjuguée des hautes vagues, de la glace de mer et des icebergs, caractéristiques de la marge continentale de l'Est du Canada, sont uniques dans le monde, il faudra innover dans la conception des structures qui seront soumises à ces conditions. Par exemple, la plate-forme de production à embase-poids utilisée au champ Hibernia est dotée d'un renforcement spécial et d'une paroi extérieure de caisson à ondulations serrées, qui lui permettent de supporter les impacts de la glace de mer et des icebergs dans la partie nord-est des Grands Bancs de Terre-Neuve.

Sur la plate-forme continentale interne, dont la surface est irrégulière et qui est constituée de roches cristallines résistantes recouvertes par endroits de dépôts quaternaires, les structures reposent sur une assise solide, mais dans un milieu accidenté et à découvert. La plate-forme externe, dont la surface est modelée par de vastes bancs relativement peu profonds et entrecoupés de cols transversaux, a un substratum tendre du Crétacé au Tertiaire qui, par endroits, est recouvert de till (Drift de Scotian Shelf et équivalents) et de dépôts glaciomarins, avec une couverture discontinue de sédiments meubles (Sables et Graviers de Sable Island et équivalents) issus de ces dépôts par l'action des vagues, des courants ou des icebergs. Dans les sites étudiés, les argiles et les sables du Crétacé au Tertiaire sont résistants et surconsolidés; ils devraient donc, en général, constituer un matériau de fondation stable. On s'attend à ce que le Drift de Scotian Shelf et ses équivalents, là où ils ont été surconsolidés par de la glace échouée, résistent bien aux secousses sismiques et fournissent des fondations stables, bien que les sédiments glaciaires renferment des blocs qui pourraient s'opposer à la pénétration des piles. Là où les sédiments glaciaires sont normalement consolidés, comme dans les langues de till, les moraines de désancrage et les moraines de retrait, ils sont sujets au tassement et au déplacement sous charge. Les Sables et Graviers de Sable Island, et leurs équivalents, pourraient constituer des fondations stables, mais ils sont sujets à des affouillements glaciels sous des régimes de vagues et de courants très vigoureux.

Les sables et les graviers superficiels renferment généralement une fraction à grain fin (Sable de Sambro et équivalents) sur les marges des bancs. Dans sa partie centrale, la plate-forme interne comporte des dépressions longitudinales, larges ou en forme de cuvette qui, de même que les cols transversaux, sont partiellement comblées de sédiments à grain fin (Silt d'Emerald et Argile de La Have, et équivalents). Le Sable de Sambro et les sables boueux similaires, ainsi que le Silt d'Emerald et ses équivalents, peuvent avoir une grande variété de propriétés géotechniques; mais il n'est pas possible de tirer des conclusions généra-

les utiles au sujet de leur comportement sous charge. L'Argile de La Have et ses équivalents sont plastiques et normalement consolidés; ils conviennent généralement mieux à des plates-formes sur piles qu'à des plates-formes à embase-poids. Des ruptures de talus peuvent se produire sur les flancs abrupts d'un bassin, et les petites dépressions coniques peuvent représenter un danger pour la construction.

Les données géotechniques provenant du talus continental, quoique peu abondantes, laissent supposer que la plupart des sédiments sont normalement consolidés et stables sous de fortes pentes.

Les dépressions coniques sont de petits cratères formés à la surface du fond marin par expulsion d'eau ou de gaz interstitiel; ils sont fréquentes dans des zones de sédiments boueux au large de la côte Est du Canada, sur la plate-forme continentale et sur la partie supérieure du talus, jusqu'à des profondeurs d'eau de 1 100 m. On évite ces zones pour l'installation de structures sous-marines, car leur activité ou leur effet sur la capacité portante du fond marin est encore mal compris.

Les vagues et les courants peuvent déstabiliser le fond marin, en y favorisant l'affouillement, l'ensablement, la migration des figures sédimentaires du fond marin et la liquéfaction dans des milieux hydrodynamiques vigoureux, comme la zone côtière et la plate-forme continentale, où se trouvent des sédiments meubles. Jusqu'à 4 m de sable ont été affouillés autour des jambes de plates-formes de forage auto-élévatrices sur le banc de l'île de Sable. Comme les processus de transport sédimentaires sont intermittents et souvent associés à des vagues et à des courants de tempête, ils sont difficiles à prévoir; les études théoriques et les données à leur sujet sont insuffisantes, particulièrement dans le cas des sédiments adjacents à des structures. Les courants sous-marins et les courants dus à des « tempêtes de haute mer » pourraient entraver la mise en valeur du talus continental et du glacis respectivement.

L'affouillement glaciel causé par les icebergs raclant le fond marin, par les icebergs échoués et les crêtes de glace de mer, remanie le fond marin et en modifie les propriétés; il constitue donc un risque pour les structures telles que câbles, pipelines et têtes de puits. Les crêtes de glace de mer (de pression) se manifestent dans la zone côtière et sur la plate-forme peu profonde de l'océan Arctique, alors que les icebergs, surtout ceux du Groenland, menacent les détroits et les fjords de la partie est de l'Arctique, ainsi que la plate-forme de l'Est du Canada jusqu'aux Grands Bancs de Terre-Neuve au sud. D'énormes icebergs, certains ayant un tirant d'eau de 200 à 300 m, creusent dans le fond marin des trous et des sillons qui ont généralement de 1 à 2 m de profondeur, mais qui atteignent par endroits 10 m de profondeur selon la nature du matériau constitutif du fond marin. Des affouillements reliques, que l'on présume dater du Pléistocène tardif, sont dispersés à la grandeur de la marge continentale de l'Est du Canada, jusqu'à des fonds de 750 m. La rugosité du fond marin qui résulte de l'affouillement glaciel peut entraîner un fléchissement des pipelines et réduire la résistance au glissement des plates-formes à embase-poids. Il faut voir à protéger les ouvrages exposés à l'affouillement glaciel, comme les pipelines en les enfouissant jusqu'à une profondeur sécuritaire, en les entourant d'une gaine protectrice ou en les installant dans des zones plus calmes. On met au point actuellement des méthodes pour évaluer la probabilité des affouillements, ainsi que les mécanismes et la profondeur de la déformation des sédiments.

Des séismes se produisent assez fréquemment sur les marges continentales de l'Est et du Nord du Canada; au cours de ce siècle, il s'est produit deux violents séismes, de magnitude 7,2 et 7,3, l'un en 1929 sur le talus continental au large du banc de Saint-Pierre, au sud de Terre-Neuve, et l'autre en 1933, dans la baie de Baffin. Les processus qui menacent le plus fréquemment la mise en valeur extracôtière sont les secousses sismiques, la liquéfaction du fond marin, les glissements, les décrochements, les courants de turbidité et les tsunamis. Les ondes de choc acoustiques peuvent endommager des plates-formes flottantes et des navires.

Dans l'Est du Canada, il est difficile d'évaluer la récurrence des séismes et leurs effets, pour les raisons suivantes : la période d'enregistrement est courte (de 100 à 200 ans pour les archives, et de 30 à 70 ans pour les enregistrements sismiques); les séismes extracôtiers sont mal détectés (de façon sélective), et leur épicentre déterminé de façon imprécise; on connaît mal les relations entre les séismes et les entités tectoniques, et l'influence relative des mécanismes possibles (décharge glaciaire, charge sédimentaire, distribution des masses à la limite océan-continent, et interaction d'un régime de contraintes régional avec des failles préexistantes). C'est pourquoi on redéfinit actuellement les zones d'origine des séismes que l'on avait établies, au début arbitrairement, afin d'évaluer le risque sismique à terre. On a adopté d'autres zones sismiques, en postulant par exemple que la sismicité concentrée dans les grands séismes de 1929 et de 1933 est représentative d'une sismicité qui existe tout le long de la marge continentale, et non pas seulement dans des zones d'épicentres localisées. Les indices géologiques d'une sismicité qui s'exprimerait par des mouvements de masse de sédiments sur le talus continental corroborent ce modèle, et laissent supposer que les grands séismes ont des périodes de récurrence plus longues, allant de 10 000 ans à 100 000 ans. Le risque sismique extracôtier est actuellement cartographié, pour différents modèles, en fonction de la résistance minimale à un pénétromètre à cône (paramètre géotechnique mesurable) nécessaire dans un lieu donné pour supporter le mouvement prévu du sol.

Les décrochements d'origine sismique, semblent être plus nombreux sur le talus que sur la plate-forme continentale, dont la pente est pourtant fréquemment supérieure à 3 %. Les conditions nécessaires au déclenchement d'une instabilité sur une pente sous l'action d'une forte houle ne sont réunies que dans certaines zones restreintes de la marge continentale.

Le séisme de 1929 a fourni un exemple spectaculaire de ce type de rupture dans la région du talus continental au large du banc de Saint-Pierre. À cet endroit, la liquéfaction et le décrochement de silts et de sables glaciaires déposés rapidement ont engendré des coulées de débris et un courant de turbidité qui ont atteint une vitesse d'au moins 67 km/h, provoquant 28 bris dans 12 câbles différents, et coupant les communications transatlantiques pendant 6 mois. Les courants de turbidité sont probablement le principal obstacle à la mise en valeur du talus inférieur et du glacis. Les possibilités d'enfouissement de déchets radioactifs dans la plaine Sohm sont limitées par la pré-

sence de turbidites sableuses, comme le vaste dépôt de 1929, dont la relative perméabilité diminue la capacité de la séquence sédimentaire superficielle de faire écran aux radionucléides.

Les sciences de la Terre dans le processus décisionnel : résumé

Des études de cas illustrent l'importance des connaissances géologiques pour la mise en valeur des zones côtières et extracôtières de l'Est du Canada. Les marées noires polluent ces environnements et modifient le comportement des sédiments en présence des vagues. Prévoir les conditions de séjour et les effets du pétrole est nécessaire à l'établissement des plans de lutte contre les marées noires. Les effets des techniques de nettoyage sur la stabilité de la côte doivent être connus. Comme dans le cas de l'exploitation des granulats de plage, l'enlèvement de sédiments contaminés, sans les remplacer, peut entraîner l'épuisement des plages et la rupture de la côte.

L'établissement du tracé d'un pipeline exige la prise en considération d'un grand nombre de facteurs, notamment les questions de rentabilité, de sécurité et de faisabilité technique. En ce qui concerne ce dernier facteur, le fond marin doit non seulement être suffisamment solide pour soutenir la structure, mais aussi se prêter à la pose des pipelines et en assurer la protection. Le cas du transport des hydrocarbures du champ Hibernia offre un très bon exemple des compromis à faire dans le choix d'une route. Au début de la planification, des travaux de cartographie géologique régionale ont révélé qu'une mince couche sédimentaire recouvrait une roche indurée, impossible à excaver, sur une bonne partie de la route la plus directe et la plus économique passant dans le nord des Grands Bancs de Terre-Neuve et que, de plus, le milieu se trouvait exposé à l'action affouillante des icebergs. On s'est alors rabattu sur une route située plus au sud, jugée plus sûre, moins exposée à l'action des icebergs, et où de surcroît le substratum rocheux, plus tendre, pouvait se prêter au creusement d'une tranchée de protection. Mais, après avoir réalisé l'ampleur des difficultés économiques et techniques qu'aurait posé le pompage du brut à base de paraffine de Hibernia dans un pipeline aussi long, on a finalement opter pour la solution du transport par navire.

Des considérations semblables sont intervenues dans le projet d'installation d'un câble d'électricité à travers le détroit de Belle Isle, pour relier l'île de Terre-Neuve au réseau continental du Labrador. Dans les trois scénarios retenus par les ingénieurs, le coût et la fiabilité des moyens à mettre en oeuvre pour protéger le câble contre l'action affouillante des icebergs, les chaluts de pêche et les courants forts sont déterminés dans une large mesure par des contraintes d'ordre géologique; si l'on construit un tunnel, on se heurte à la présence de roches aquifères; si l'on opte pour le creusement d'une tranchée dans le substratum rocheux, la pente au fond marin et la couverture sédimentaire se révèlent excessives; si l'on décide d'enfouir le câble dans des sédiments superficiels appropriés, le tracé s'allonge considérablement. Une fois ces contraintes identifiées et comprise, la décision d'installer le câble électrique dépend du marché de l'électricité, du coût de l'installation et du degré de fiabilité désiré.

REMERCIEMENTS

Plusieurs organismes et entreprises ont fourni aux auteurs des renseignements utiles ou les ont dirigés vers les sources d'information pertinentes. Ainsi, ils remercient la Canterra Energy Limited, la Husky Bow Valley East Coast Project, la Mobil Oil Canada Ltd. et la Newfoundland and Labrador Hydro Corporation d'avoir partagé avec eux des données inédites. Un grand nombre de personnes, en plus des collaborateurs, ont participé à la rédaction ou à la révision du présent chapitre. Les auteurs sont particulièrement redevables à Basil Cooke, professeur émérite de géologie à l'Université Dalhousie; Don Sherwin secondé de Walter Bobby, Neil Jayasinghe et Brian Power, de l'Office Canada—Terre-Neuve des hydrocarbures extracôtiers; Brian Taylor, de la Jacques/McClelland Geosciences Inc.; et Carl Amos, Don Forbes, Brian MacLean, Bernard Pelletier, David Piper, Dan Praeg, Dirk Tempelman-Kluit et John Wheeler, de la Commission géologique du Canada. Paul Durling et David Mosher (CGC) ont aidé à la compilation des données. Cette synthèse a été rendue possible grâce à l'aide financière du programme géotechnique extracôtier du Groupe de travail sur la recherche et le développement énergétiques.

RÉFÉRENCES

Adams, J.

1985: Canadian crustal stress data — a compilation to 1985; Earth Physics Branch, Open File 85-31, 61 p.

1986: Changing assessment of seismic hazard along the southeastern Canadian margin; 3rd Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. John's, Newfoundland, June 1986, v. 1, p. 42-53.

Adams, J. and Staveley, M.

1985: Historical seismicity of Newfoundland; Earth Physics Branch, Open File 85-22, 73 p.

Adams, J., Reid, I., and Basham, P.W.

1984: Historical seismicity, 1983 ODP experiment and seismic hazard along the southeastern Canadian margin; Joint program with abstracts, Canadian Geophysical Union, Halifax, p. 67-68.

Airphoto Analysis Associates Consultants Limited

1975: Beach resources, eastern New Brunswick; unpublished report, Department of Natural Resources, New Brunswick, 215 p.

Allen, D.

1986: Risk assessment for iceberg scour damage: Labrador Sea and Grand Banks; in Ice Scour and Seabed Engineering, ed. C.F.M. Lewis et al.; Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 240-248.

Ambler, D.C.

1976: Miramichi River navigation channel study; Surface Water and Sediment Investigation, Water Survey of Canada, Department of Fisheries and Environment, Halifax, Nova Scotia, 71 p.

American Petroleum Institute

1981: Recommended practice for planning, designing and constructing fixed offshore platforms; American Petroleum Institute RP 2a, 94 p.

Amos, C.L. and Barrie, J.V.

1985: The frequency of ice scouring on the northeastern Grand Banks of Newfoundland using the inter-relationship of scours and bedform migration; in Proceedings of Workshop on Ice Scouring, ed. R. Pilkington; National Research Council of Canada Associate Committee on Geotechnical Research, February 15-19, 1982, Technical Memorandum n. 136, p. 220-221.

Amos, C.L. and Knoll, R.

1987: The Quaternary sediments of Banquereau, Scotian Shelf; Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 244-260.

Andrews, D.M.

1984: The impact of beach protection on beach sand and gravel extraction in Nova Scotia 1960-1983; B.A. thesis, Geography Department, St. Mary's University, Halifax, 95 p.

Anglin, F.M.
1984 : Seismicity and faulting in the Charlevoix zone of the St.Lawrence Valley; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 74, p. 595-603.

Ardus, D.A. (editor)
1980 : Offshore Site Investigation; Graham and Trotman Ltd., London, 291 p.

Atkinson, G.M., Finn, W.D.L., and Charlwood, R.G.
1984 : Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications; Earthquake Spectra, v.1, p. 107-123.

Auffret, G., Buckley, D., Laine, E., Schuttenhelm, R., Searle, R., and Shephard, L.
1984 : NEA Seabed Working Group Status on site qualification for nuclear waste disposal within deep-sea sediment; Sandia National Laboratories, Albuquerque, New Mexico, Report SAND 83-2037, 64 p.

Barnes, P.W., McDowell, D., and Reimnitz, E.
1978 : Ice gouging characteristics: their changing patterns from 1975-1977, Beaufort Sea, Alaska; Environmental Assessment of the Alaskan Continental Shelf; Annual Reports of Principal Investigators, Volume 11, United States Geological Survey, Open File 78-730, p. 193-229.

Barrie, J.V.
1980 : Iceberg seabed interaction (Northern Labrador Sea); in Proceedings of the Conference on Use of Icebergs: Scientific and Practical Feasibility, Cambridge, April 1-3, 1980, Annals of Glaciology, v.1, p. 71-76.
1983 : Sedimentary processes and the preservation of iceberg scours on the eastern Canadian continental shelf; in Proceedings of the 7th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, Helsinki, Finland, v. 4, p. 635-653.

Barrie, J.V., Collins, W.T., Clark, J.I., Lewis, C.F.M., and Parrott, D.R.
1986 : Submersible observations and origin of an iceberg pit on the Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 251-258.

Barrie, W.B. and Associates
1982 : Coastal geomorphology and processes, northeastern Bathurst Island group, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 1146, 106 p.

Barrie, W.B., Bornhold, B.D., Hodgson, D.A., Jubb, R.G., McLaren, P., and Taylor, R.B.
1978 : Coastal reconnaissance for marine terminal planning in the High Arctic, Geological Survey of Canada, Open File 633, 328 p.

Basham, P.W. and Adams, J.
1982 : Earthquake hazards to offshore development on the eastern Canadian continental shelves; in Proceedings of the Second Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, Halifax, Nova Scotia, June 1982, National Research Council of Canada.

Basham, P.W., Adams, J., and Anglin, F.M.
1983 : Earthquake source models for estimating seismic risk on the eastern Canadian continental margin; Proceedings of the 4th Canadian Conference on Earthquake Engineering, June 15-17, Vancouver, British Columbia, p. 495-508.

Basham, P.W., Forsyth, D.A., and Wetmiller, R.J.
1977 : The seismicity of northern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1646-1667.

Basham, P.W., Weichert, D.H., Anglin, F.M., and Berry, M.J.
1982 : New probabilistic strong seismic ground motion maps of Canada: a compilation of earthquake source zones, methods and results; Earth Physics Branch, Open File 82-33, 205 p.

Basham, P.W., Weichert, D.H., Anglin, F.M., and Berry, M.J.
1985 : New probabilistic strong seismic ground motion maps of Canada; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 75, p. 563-595.

Bass, D.W. and Woodworth-Lynas, C.M.T.
1986 : Iceberg crater chains and scour up- and downslope; in Ice Scour and Seabed Engineering; ed. C.F.M. Lewis et al.; Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 122-128.

Bea, R.G.
1986 : Engineering aspects of ice gouging; in Ice Scour and Seabed Engineering; ed C.F.M. Lewis et al.; Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 18-28.

Benedict, C.P. and Lewis, J.K.C.
1983 : Iceberg incursion probabilities into subsea structures; Proceedings of the Seventh International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, Helsinki, Finland, April 5-9, 1983, v. 1, p. 273-279.

Bostock, H.H., Cumming, L.M., Williams, H., and Smyth, W.R.
1983 : Geology of the Strait of Belle Isle area, northwestern Insular Newfoundland, southern Labrador, and adjacent Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 400, 145 p.

Bourget, E.
1977 : Observations on the effects of frost on beach sediments at Rimouski, lower St. Lawrence Estuary, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1732-1739.

Bousfield, E.L.
1955 : Some physical features of the Miramichi Estuary; Journal of Fisheries Board of Canada, v. 12, p. 342-364.

Bowen, A.J., Edmond, D.P., Piper, D.J.W., and Welsh, D.A.
1975 : The maintenance of beaches; Technical report, Institute of Environmental Studies, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 582 p.

Boyd, R. and Bowen, A.J.
1983 : The Eastern Shore Beaches -- Cow Bay, Cole Harbour, Conrad's, Lawrencetown and Martinique; final report, Nova Scotia Department of Lands and Forests, 71 p.

Boyd, R., Bowen, A.J., and Hall, R.K.
1987 : An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia; Chapter 4 in Glaciated Coasts, ed. D. Fitzgerald and P. Rosen; Academic Press, p. 87-114.

Bradley, J.S.
1975 : Abnormal formation pressure; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 957-973.

Brett, C.P. and Zarudzki, E.F.K.
1979 : Project Westmar: A shallow marine geophysical survey on the West Greenland continental shelf; Gronlands Geologiske Undersogelse, Report no. 87, 27 p.

Brown, R.D., Roebber, P., and Walsh, K.
1986 : Climatology of severe storms affecting coastal areas of eastern Canada; Environmental Studies Revolving Funds, Report No. 20, Ottawa, 233 p.

Bryant, L.M. and Hall, R.A.
1979 : Design for complex foundation configurations and submarine conditions; Eleventh Annual Offshore Technology Conference, Paper n. 3403, p.405-412.

Buckley, D.E. and Grant, A.C.
1985 : Faultlike features in abyssal plain sediments: possible dewatering structures; Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 9173-9180.

Buckley, D.E. and Winters, G.V.
1983 : Geochemical transport through the Miramichi Estuary; Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, v. 40, Supplement 2, p. 162-182.

Buckley, D.E., Owens, E.H., Schafer, C.T., Vilks, G., Cranston, R.E., Rashid, M.A., Wagner, F.J.E., and Walker, D.A.
1974 : Canso Strait and Chedabucto Bay: A multidisciplinary study of the impact of man on the marine environment; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 1, ed. B.R. Pelletier; Concepts and Applications of Environmental Marine Geology, Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 1, p. 133-160.

Cammaert, A.B., Tanner, R.G., and Tsinker, G.P.
1983 : Design of ice management system for Arctic LNG dock; in Proceedings of the Seventh International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, Helsinki, Finland, April 5-9, 1983, v. 3, p. 242-252.

Canada-Newfoundland Offshore Petroleum Board
1986 : Decision 86.01 Application for approval, Hibernia Canada-Newfoundland benefits plan, Hibernia development plan; Canada-Newfoundland Offshore Petroleum Board, St. John's, Newfoundland, 143 p.

Canadian Hydrographic Service
1987 : Tide and current tables, Volumes 1 to 4: Atlantic Coast and Bay of Fundy, v. 1, 53 p.; Gulf of St. Lawrence, v. 2, 41 p.; St. Lawrence and Saguenay Rivers, v. 3, 39 p.; Artic and Hudson Bay, v. 4, 51 p.: Department of Fisheries and Oceans Canada.

Carter, L. and Schafer, C.T.
1983 : Interaction of the Western Boundary Undercurrent with the continental margin off Newfoundland; Sedimentology, v. 30, p. 751-768.

Chamberlain, E.J.
1983 : Frost heave of saline soils; in Permafrost; Fourth International Conference, Proceedings, Washington, D.C.; National Academy Press, p. 121-126.

Chari, T.R.
1979 : Geotechnical aspects of iceberg scours on ocean floors; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 379-390.
1986 : Iceberg-scour modelling at Memorial University of Newfoundland; in Ice Scour and Seabed Engineering; ed. C.F.M. Lewis et al.; Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 109-117.

Chari, T.R. and Peters, G.R.
1981 : Estimates of iceberg scour depths; in Proceedings of the Symposium : Production and Transportation Systems for the Hibernia Discovery, ed. W.E. Russell and D.B. Muggeridge; Petroleum Directorate, Government of Newfoundland and Labrador, p. 178-188.

Clark, J.I., Landva, J., Collins, W.T., and Barrie, J.V.
1986 : The geotechnical aspects of seabed pits in the Grand Banks area; in Proceedings of the Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, June 1986, St. John's, Newfoundland, v. 2, p. 431-456.

Clarke, A. and Novak, P.
1984 : Local erosion at vertical piles by waves and currents; in Seabed Mechanics, ed. B. Dennes; Graham and Trotman, London, p. 248-250.

COGLA
1984 : Investigation of events culminating in a blowout of gas and condensate at Shell et al. Uniacke G-72; Board of Investigators, Canada Oil and Gas Lands Administration, Halifax, Nova Scotia, 20 p.
1985a : Annual Report 1984; The Canada Oil and Gas Lands Administration, Ottawa, Ontario, 41 p.
1985b : Investigation of events culminating in a loss of well control at Mobil et al. West Venture N-91; Board of Investigators, Canada Oil and Gas Lands Administration, Halifax, Nova Scotia, 21 p.

Coleman, J.M., Prior, D.B., and Lindsay, J.F.
1983 : Deltaic influences on shelf edge instability processes; in Critical Interference on Continental Margins, ed. D.J. Stanley; Society of Economical Paleontologists and Mineralogists, Special Publication n. 33, p. 121-137.

Collin, A.E. and Dunbar, M.J.
1964 : Physical oceanography in Arctic Canada; Oceanography and Marine Biology Annual Review, v. 2, p. 45-75.

Comfort, G. and Graham, B.
1986 : Evaluation of sea bottom ice scour models; Environmental Studies Revolving Funds Report No. 037; Ottawa, 71 p.

Cornell, C.A.
1968 : Engineering seismic risk analysis; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 58, p. 1583-1606.

Cranston, R.E.
1976 : Accumulation and distribution of total mercury in estuarine sediments; Estuarine and Coastal Marine Science, v. 4, p. 695-700.

Cranston, R.E. and Buckley, D.E.
1972 : Mercury pathways in a river and estuary; Environmental Science and Technology, v. 6, no. 3, p. 274-278.

Cranston, R.E., Fitzgerald, R.A., and Winters, G.V.
1974a : Geochemical data from the Strait of Canso and Chedabucto Bay, Nova Scotia; Bedford Institute of Oceanography, Data Series/BI-D-74-3/May 1974, 56 p.
1974b : Geochemical data, Baie des Chaleurs; Bedford Institute of Oceanography, Data Series/BI-D-74-6/October 1974, 22 p.
1975 : Geochemical data, LaHave River and Estuary; Bedford Institute of Oceanography, Data Series/BI-D-75-4/February 1975, 33 p.

Croasdale, K.R.
1983 : The present state and future development of Arctic offshore structures; in Proceedings of the Seventh International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, Helsinki, Finland, April 5-9, 1983, v. 4, p. 489-518.

Dahlberg, R.
1982 : Observation of scour around offshore structures; in Second Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, Halifax, Nova Scotia, June 1982, National Research Council of Canada.

Danish Hydraulics Institute
1979 : Environmental conditions offshore west Greenland, Volume 4; Icebergs; Greenland Technical Organization, 130 p.

d'Apollonia, S.J. and Lewis, C.F.M.
1981 : Iceberg scour data maps for the Grand Banks of Newfoundland between 46°N and 48°N; Geological Survey of Canada, Open File 819, 13 p.
1986 : Numerical model for calculating spatial distribution and mean frequency of iceberg grounding events; in Ice Scour and Seabed Engineering; ed.C.F.M. Lewis et al.; Environmental Studies Revolving Funds, Report No. 049, Ottawa, p. 221-232.

Davidson, D.W., El-Defrawy, M.K., Fuglem, M.O., and Judge, A.S.
1978 : Natural gas hydrates in northern Canada; in Proceedings of the Third International Conference on Permafrost, Volume 1; National Research Council of Canada, Ottawa, p. 937-943.

Davidson, D.W., Gard, S.K., Gough, S.R., Handa, Y.P. Ratcliffe, C.I., Ripmeester, J.A., and Tse, J.S.
1986 : Laboratory analysis of a naturally occurring gas hydrate of sediments of the Gulf of Mexico; Geochimica et Cosmochimica Acta., v. 50, p. 619.

Desmarais, G., Daniel, C., et Dubois, J.-M. M.
1984 : Géomorphologie et sensibilité physique des côtes aux déversements d'hydrocarbures dans l'estuaire Maritime et le Golfe du Saint-Laurent; Coastal Studies in Canadian Geography, v. 3, p. 2-24.

de Smitt, V.P.
1932 : Earthquakes in the North Atlantic as related to submarine cables (abstracts); American Geophysical Union Transactions, p. 103-109.

Desplanque, C.
1979 : The periodic reoccurrence of large tides; in Coastal Zone Management Study, Bay of Fundy, New Brunswick; report prepared for Department of Natural Resources, New Brunswick by Hunter and Associates, Mississauga, Ontario, p. 6-15.

Dewey, J.W. and Gordon, D.W.
1984 : Map showing recomputed hypocenters of earthquakes in the eastern and central United States and adjacent Canada; United States Geological Survey, Miscellaneous Field Studies, Map MF-1699.

Dickinson, G.
1953 : Geological aspects of abnormal pressures in Gulf Coast Louisiana; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 37, p. 410-432.

Dillon, W.P., Popenoe, P., Grow, J.A., Klitgord, K.D., Swift, B.A., Paull, C.K., and Cashman, K.V.
1983 : Growth faulting and salt diapirism : their relationship and control in the Carolina Trough, eastern North America; in Studies of Continental Margin Geology, ed. J.S. Watkins and C.L. Drake; American Association of Petroleum Geologists Memoir 34, p. 21-46.

Dinsmore, R.P.
1972 : Ice and its drift into the North Atlantic ocean; International Commission for the Northwest Atlantic Fisheries, Special Publication no. 8, p. 89-127.

Dionne, J.-C.
1972 : Caractéristiques des schorres des régions froides, en particulier de l'estuaire du Saint-Laurent; Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 13, p. 131-162.
1985 : Formes, figures et faciès sédimentaires glaciaires des estrans vaseux des régions froides; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 51, p. 415-451.

Doxsee, W.W.
1948 : The Grand Banks earthquake of November 18, 1929; Publications of the Dominion Observatory, v. 7, no. 7, p. 324-336.

Drummond, K.J.
1986 : Geopressure in Venture and the Sable Island area; Program and Abstracts, Canadian Society of Petroleum Geologists, 1986 Convention, June 1- 4, 1986, Calgary, Alberta, p. 40.

Durling, P.W. and Fader, G.B.
1986 : Geological assessment of shallow faults and structural disturbance from the eastern Scotian Shelf and Laurentian Channel area; Geological Survey of Canada, Open File 1371, 27 p.

Ebbesmeyer, C.C., Okubo, A., and Helseth, J.M.
1980 : Description of iceberg probability between Baffin Bay and the Grand Banks using a stochastic model; Deep Sea Research, v. 27A, p. 975-986.

El-Tahan, M. and El-Tahan, H.W.
1982 : Estimation of iceberg draft; in Conference Record, Oceans 82, Marine Technology Society and Institute of Electrical and Electronic Engineers Council on Ocean Engineering, p. 689-695.

El-Tahan, M., El-Tahan, H., Courage, D., and Mitten, R.
1985 : Documentation of iceberg groundings; Environmental Studies Revolving Funds Report No. 07, Ottawa, Ontario, 162 p.

Embley, R.W. and Jacobi, R.D.
1977 : Distribution and morphology of large submarine sediment slides and slumps on the Atlantic continental margins; Marine Geotechnology, v. 2, p. 205-228.

Ervine, W.R. and Bell, J.S.
1987 : Subsurface in-situ stress magnitudes from oil well drilling records : an example from the Venture area, offshore eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1748-1759.

Esrig, M.I. and Kirby, R.C.
1977 : Implications of gas content for predicting the stability of submarine slopes; Marine Geotechnology, v. 2, p. 81-100.

Evans, D.W., Cutshall, N.H., Cross, F.A., and Wolfe, D.A.
1977 : Manganese cycling in the Newport River Estuary, North Carolina; Estuarine Coastal Marine Science, v. 5, p. 71-80.

Fader, G.B. and King, L.H.
1981 : A reconnaissance of the surficial geology of Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada Paper 81-1A, p. 45-56.

Fader, G.B. and Miller, R.O.
1986 : Regional geological constraints to resource development — Grand Banks of Newfoundland; Proceedings 3rd Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. John's, Newfoundland, June 1986, v. 1, p. 3-40.

Fader, G.B.J., King, L.H., and Josenhans, H.J.
1982 : Surficial geology of the Laurentian Channel and Western Grand Banks of Newfoundland; Canadian Hydrographic Services, Marine Sciences Paper 21, 37 p.

Fee, D.A. and O'Dea, J.
1986 : Technology for Developing Marginal Offshore Oilfields; Elsevier Applied Science Publishers Ltd., New York, 285 p.

Fenco Consultants Ltd.
1975 : An analytical study of ice scour on the sea bottom; Arctic Petroleum Operator Association (APOA) Project 69-1, ed. G.R. Pilkington and H. Iyer; Calgary, 185 p.

Fertl, W.H.
1976 : Abnormal Formation Pressures; Elsevier, New York, 382 p.

Flood, R.D.
1981 : Pockmarks in the Dead Sea (abstract); EOS, v. 62, no. 17, p. 304.

Forbes, D.L.
1984 : Coastal geomorphology and sediments of Newfoundland; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 11-24.

Forbes, D.L. and Frobel, D.
1985 : Coastal erosion and sedimentation in the Canadian Beaufort Sea; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 69-80.

Forbes, D.L. and Taylor, R.B.
1987 : Coarse grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic Coast; Chapter 3 in Glaciated Coasts, ed. D. Fitzgerald and P. Rosen; Academic Press, p. 52-86.

Frederking, R., Sanderson, T., Wessels, E., and Inoue, M.
1983 : Ice behavior around a small arctic island; Proceedings of the 7th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, Helsinki, Finland, April 5-9, 1983, v. 2, p. 875-887.

Fruth, L.S.
1965 : The Grand Banks turbidite and the sediments of the Sohm Abyssal Plain; M.Sc. thesis, Columbia University, New York, 258 p.

Fuglister, F.C.
1960 : Atlantic Ocean Atlas of Temperature and Salinity Profiles and Data from the International Geophysical Year of 1957-1958; Woods Hole Oceanographic Institution, Atlas Series Volume 1, Woods Hole, Massachesetts, 209 p.

Galbraith, P.W.
1979 : Atlantic region storm surge project, preliminary report, MAES 79-2; Atmospheric Environment Service, Bedford, Nova Scotia, 12 p.

Garrison, L.E. and Bea, R.G.
1977 : Bottom stability as a factor in platform siting and design; Offshore Technology Conference, Paper no. 2893, p. 127-133.

Gaskill, H., Nicks, L., and Ross, D.
1985 : A non-deterministic model of populations of iceberg scour depths; Cold Regions Science and Technology, v. 11, p. 107-122.

Gaskill, H.
1986 : Report on a non-deterministic model of population of iceberg scour depths; in Iceberg and Seabed Engineering; ed. C.F.M. Lewis et al.; Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 249-259.

Geonautics Ltd.
1984 : Strait of Belle Isle power cable crossing, review of data, March 1984; in Final Report on Strait of Belle Isle Crossing HVDC Transmission Submarine Cable Scheme 1984 Program, Volume 6, Appendix A; Lower Churchill Development Corporation, St. John's, Newfoundland, 29 p.

Geoterrex Ltd.
1975 : Seismic survey (4-20 kj digital sparker) in the Strait of Belle Isle; Report to Harrison Bradford and Associates for Lower Churchill Development Corporation, 18 p.

Girgrah, M. and Shah, V.K.
1978 : Construction of a deep sea dock in the Arctic; in Proceedings of the Fourth International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, St. John's, Canada, September 26-30., 1977, v. 1, p. 370-381.

Goodman, M.A. and Franklin, L.J.
1982 : Thermal model of a new concept for hydrate control during drilling; in Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference, Ottawa, Ontario, National Research Council of Canada, p. 349-355.

Gosson, C.M.C.
1985 : Canada glaciers; The National Atlas of Canada 5th Edition (Map 1:7 500 00), Geographical Services Division, Surveys and Mapping Branch, Energy, Mines and Resources, Canada.

Gough, D.I.
1984 : Mantle upflow under North America and plate dynamics; Nature, v. 311, p. 428-433.

Graham, B.W. and Nixon, J.F.
1980 : Some geotechnical properties of seabed samples from Davis Strait, NWT; in Proceedings of First Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, ed. W.J. Eden; The Canadian Geotechnical Society, Montreal, p. 290-300.

Grant, A.B.
1968 : Atlas of oceanographic sections, temperature-salinity-dissolved oxygen-silica, Davis Strait-Labrador Basin-Denmark Strait-Newfoundland Basin 1966-1967; Atlantic Oceanographic Laboratory, Bedford Institute, Report AOL 68-5, Energy Mines and Resources Canada, Dartmouth, Nova Scotia, 80 p.

Green, H.W., Meuleman, A.W., and Dessureault, M.J.
1982 : Trenching across the Strait of Belle Isle — marine geotechnical investigations; in Second Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, June 1982, Dartmouth, Nova Scotia, National Research Council, 12 p.

Green, H.P., Reddy, A.S., and Chari, T.R.
1983 : Iceberg scouring and pipeline burial depth; Proceedings of the 7th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, Helsinki, Finland, 1983, v. 1, p. 280-288.

Guigne, J.
1986 : The concept, design and experimental evaluation of an acoustic subseabed interrogator; Ph.D. thesis, University of Bath, England, 2 volumes, 371 p.

Gussow, W.C.
1982 : The Grand Bank earthquake of 1929; discussion; Geoscience Canada, v. 9, p. 122- 123.

Gustajtis, K.S.
1979 : Iceberg scouring on the Labrador Shelf, Saglek Bank; Technical Report, Memorial University of Newfoundland, Centre for Cold Ocean Resources Engineering (C- CORE), Publication no. 79-13, 43 p.

Hale, P.B. and Greenwood, B.
1980 : Storm-wave climatology : a study of the magnitude and frequency of geomorphic process; in The Coastline of Canada, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 73-88.

Hansell, R.I.C., Scott, P.A., Staniforth, R., and Svoboda, J.
1983 : Permafrost development in the intertidal zone at Churchill, Manitoba : A possible mechanism for accelerated beach uplift; Arctic, v. 32, no. 2, p. 198-203.

Hardy Associates (1978) Ltd.
1984 : Study of well logs in the Arctic Islands to outline permafrost thickness andor gas hydrate occurrence; Earth Physics Branch, Open File 84-8, 43 p.

Hargrave, B.T., Phillips, G.A., and Taguchi, S.
1976 : Sedimentation measurements in Bedford Basin, 1973-74; Environment Canada Fisheries and Marine Service, Technical Report no. 608, 80 p.

Harper, J.R.
1985 : Ice interaction with coastal processes; in Short course lecture notes, Coastal processes and engineering, Associate Committee for Research on shoreline erosion and sedimentation, National Research Council, Ottawa, p. 91-114.

Harper, J.R. and Owens, E.H.
1981 : Analysis of Ice-Override Potential Along the Beaufort Sea Coast of Alaska; Proceedings of the 6th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, Quebec City, Quebec, Canada, July 27-31, 1981, v. 2, p. 974-984.

Harper, J.R., Owens, E.H., and Wiseman, W.J.
1978 : Arctic Beach Processes and the Thaw of Ice-Bonded Sediments in the Littoral Zone; Proceedings of the 3rd International Permafrost Conference, Edmonton, Alberta, Canada, July 10-13, 1978, p. 195-199.

Harris, I.McK.
1974 : Iceberg marks on the Labrdor Shelf; in Offshore Geology of Eastern Canada, ed. B.R. Pelletier; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, p. 97-101.

Harris, I.McK. and Jollymore, P.G.
1974 : Iceberg furrow marks on the continental shelf northeast of Belle Isle, Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 43-52.

Hasegawa, H.S. and Kanamori, H.
1987: Source mechanism of the magnitude 7.2 Grand Banks earthquake of November 1929: double couple or submarine landslide?; Bulletin Seismological Society of America, v. 77, p. 1984-2004.

Hayes, M.O., Michel, J., and Brown, P.J.
1978: Vulnerability of coastal environments of lower Cook Inlet, Alaska to oil spill impact; in Proceedings of the 4th International Conference on Port and Oceans Engineering under Arctic Conditions, St. John's, Newfoundland, September 26-30, 1977, v. 2, p. 832-843.

Heezen, B.C. and Ewing, W.M.
1952: Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake; American Journal of Science, v. 250, p. 849-873.

Heginbottom, J.A.
1984: Continued headwall retreat of a retrogressive thaw flow slide, eastern Melville Island, Northwest Territories; in Current Research, Geological Survey of Canada, paper 84-1B, p. 363-365.

Herbich, J.B.
1981: Offshore pipeline design elements; Marcel Dekker, New York, 227 p.

Herbich, J.B., Schiller, R.E. Jr., Watanabe, R.K., and Dunlap, W.A.
1984: Seafloor scour: design guidelines for ocean-founded structures; Marcel Dekker,New York, 320 p.

Hnatiuk, J. and Brown, K.D.
1977: Sea bottom scouring in the Canadian Beaufort Sea; in Proceedings of the Ninth Annual Offshore Technology Conference, Houston, Texas, May 2-5, 1977, v. 3, p. 519-527.

Hnatiuk, J. and Wright, D.B.
1983: Seabottom scouring in the Canadian Beaufort Sea; in Proceedings of the Fifteenth Annual Offshore Technical Conference, Houston, Texas, May 2-5, 1983, v. 3, p. 35-40.

Hodgson, D.A.
1977: A preliminary account of surficial materials, geomorphological processes, terrain sensitivity, and Quaternary history of King Christian and southern Ellef Ringnes islands, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 485-493.
1982: Surficial materials and geomorphological processes, western Sverdrup and adjacent islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 81-9, 44 p.

Hodgins, D.A., Huntley, D.A., Liam Finn, W.D., Long, B., Drapeau, G., and Bowen, A.J.
1986: Bottom sediment transport — present knowledge and industry needs; Environmental Studies Revolving Funds Report No. 027, Ottawa, 394 p.

Hodgson, G.J., Lever, J.H., Woodworth-Lynas, C.M.T., and Lewis, G.F.M. eds.
1988: The Dynamics of Iceberg Grounding and Scouring (DIGS) Experiment and Repetitive Mapping of the Eastern Canadian Continental Shelf; Environmental Studies Research Funds Report No. 094, Ottawa, 316 p.

Hollister, C.D. and McCave, I.N.
1984: Sedimentation under deep-sea storms; Nature, v. 309, p. 220-225.

Holtz, R.D. and Kovacs, W.D.
1981: An Introduction to Geotechnical Engineering; Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 733 p.

Hood, G.
1980: A review of oil industry experience with gas hydrates in exploratory drilling in the Canadian Arctic; in Proceedings of a Symposium on Permafrost Geophysics, Ottawa, Ontario, National Research Council of Canada, Technical Memorandum 129, p. 159-162.

Hotzel, I.S. and Miller, J.D.
1983: Icebergs: their physical dimensions and the presentation and application of measured data; Annals of Glaciology, v. 4, p. 116-123

Hovland, M.
1981: Characteristics of pockmarks in the Norwegian Trench; Marine Geology, v. 39, p. 103-117.

Howells, K. and McKay, A.G.
1977: Seismic profiling in Miramichi Bay, New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2909-2927.

Hudson, R.D., Pilkington, G.R., and Metge, M.
1981: Extreme ice features along the N.W. edge of the Canadian Arctic Archipelago; Proceedings, Workshop on Ice Action on Shores, Rimouski, Québec, p. 15-34.

Hunter, G.T. and Associates
1982: Coastal zone management study, Bay of Fundy, New Brunswick; report prepared for the Department of Natural Resources, New Brunswick, 215 p.

Hutchins, R.W., Dodds, J., and Fader, G.
1985: Seabed II: high-resolution acoustic seabed surveys of the deep ocean; in Advances in underwater technology and offshore engineering, Proceedings of International Conference, Offshore Site Investigation; Graham and Trotman, Ltd., v. 3, p. 69-84.

Hydrotechnology
1980: The design and maintenance of harbours in northeast New Brunswick with respect to the alongshore transport of beach sand; Small Craft Harbours Branch, Department of Fisheries and Oceans, Ottawa, Canada, 37 p.

Ishihara, K.
1985: Stability of natural deposits during earthquakes; Proceedings of the Eleventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco, theme lectures; published by A.A. Balkema, Rotterdam, p. 321-376.

Jacques/McClelland Geoscience Inc.
1982a: Shallow materials maps for potential sediment response to earthquakes, continental shelf, offshore Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File 878, 16 p.
1982b: Seabed stability of the continental shelf of eastern Canada; Geological Survey of Canada, Open File, 130 p.

Jacques, Whitford and Associates Ltd.
1984: The adequacy of available seabed information as input to design criteria and operating constraints for eastern Canada offshore exploratory drilling; Report to the Royal Commission on the Ocean Ranger Marine Disaster, Canada, 60 p.

Jahns, H.O.
1984: Subsea permafrost and petroleum development; in Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost, July 17-22, 1983, Fairbanks, Alaska, p. 90-92.

Jordaan, I.J.
1984: Risk and safety assessment for arctic offshore projects; in Arctic Technology and Policy; Proceedings of the Second Annual MIT Sea Grant College Program Lecture and Seminar and the Third Annual Robert Bruce Wallace Lecture, ed. I. Dyer and C. Chryssostomidis; McGraw-Hill, Toronto, Ontario, p. 81-88.

Jordan, F.
1972: Oceanographic data of Halifax Inlet; Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, Data Series Bl D-72-8, 82 p.

Josenhans, H.W. and Barrie, J.V.
1982: Preliminary results of submersible observations on the Labrador Shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada Paper, 82-1B, p. 269-276.

Josenhans, H., Barrie, J.V., and Kelly, L.
1987: Mass-wasting along the Labrador Shelf margin: submersible observations; Geomarine Letters, v. 7, p. 199-205.

Josenhans, H.W., King, L.H., and Fader, G.B.
1978: A side-scan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, no. 5, p. 831-840.

Josenhans, H.W., Zevenhuizen, J., and Klassen, R.A.
1986: The Quaternary geology of the Labrador shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1190-1213.

Judge, A.
1982: Natural gas hydrates in Canada; in Proceedings of the 4th Canadian Permafrost Conference, ed. H.M. French, March 2-5, 1981, Calgary, Alberta, p. 320-328.

Judge, A.S., Jones, I., and Dawson-Grove, G.E.
1986: Distribution of gas hydrates in the offshore areas of the Canadian east coast (Abstract); in Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, St. John's, Newfoundland, p. 97-98.

Keen, C.E. and Barrett, D.L.
1981: Thinned and subsided continental crust on the rifted margin of eastern Canada: crustal structure, thermal evolution and subsidence history; Geophysical Journal, v. 65, p. 443-465.

Keen, M.J. and Piper, D.J.W.
1976: Kelp, methane, and an impenetrable reflector in a temperate bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 312-318.

Kenting Exploration Services Limited
1975: Ice scour age-dating, Beaufort Sea 1975; Report to Canadian Marine Drilling Limited, p. 29.

King, E.L. and Gillespie, R.T.
1986: Regional iceberg scour distribution and variability on the eastern Canadian continental shelf; in Ice Scour and Seabed Engineering, ed. C.F.M. Lewis et al.; Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 172-181.

King, L.H.
1976: Relict iceberg furrows on the Laurentian Channel and western Grand Banks; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1082-1092.

1980 : Aspects of regional surficial geology related to site investigation requirements - eastern Canadian Shelf; in Offshore Site Investigation, ed. D.A. Ardus; Graham and Trotman, London, p. 37-59.

King, L.H. and Fader, G.B.

1976 : Application of the Huntec deep tow high-resolution seismic system to surficial and bedrock studies — Grand Banks of Newfoundland; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 5-36.

1980 : Seabed conditions east of the Avalon Peninsula to Virgin Rocks; Geological Survey of Canada, Open File 723, 5 p.

1986 : Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

King, L.H. and MacLean, B.

1970 : Pockmarks on the Scotian Shelf; Geological Society of America, v. 81, p. 3141-3148.

King, L.H., Fader, G.B., Jenkins, W.A.M., and King, E.L.

1986 : Occurrence and regional geological setting of Paleozoic rocks on the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 504-526.

Knight, R.J. and Dalrymple, R.W.

1976 : Winter conditions in a macrotidal environment, Cobequid Bay, Nova Scotia; La Revue de Géographie de Montréal, v. 30, no. 1, 2, p. 65-86.

Kollmeyer, R.C.

1980 : Iceberg scour probabilities in the Strait of Belle Isle; in Strait of Belle Isle Crossing HVDC Transmission — Submarine Cable Scheme, Vol. III, SNC-Lavalin Newfoundland Ltd. Report 11.99.16 to Lower Churchill Development Corporation Limited, 36 p.

Kovacs, A.

1983 : Shore ice ride-up and pile-up features : Part 1 : Alaska's Beaufort Sea coast; U.S.A. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Report 83-9, 51 p.

Kovacs, A. and Mellor, M.

1974 : Sea ice morphology and ice as a geologic agent in the southern Beaufort Sea; in The Coast and Shelf of the Beaufort Sea, ed. J.C. Reed and J.E. Slater; Arctic Institute of North America, Arlington, VA, p. 113-161.

Kovacs, A. and Sodhi, D.S.

1980 : Shore ice pile-up and ride-up : field observations, models and theoretical analyses; Cold Regions Science and Technology 2, p. 209-288.

Kranck, K.

1976 : Suspended and bottom sediments of Miramichi Estuary, New Brunswick; Bedford Institute of Oceanography, A.O.L., Environment Canada, Report Series BI-R-76.

1981 : Particulate matter grain-size characteristics and flocculation in a partially mixed estuary; Sedimentology, v. 28, p. 107-114.

Kvenvolden, K.A. and Barnard, L.A.

1982 : Gas hydrates of the Blake Outer Ridge Site 533 DSDP/IPOD leg 76; in Gas Hydrates in Deep Ocean Sediments, Annual Report; Gas Research Institute, Chicago, p. 335-69.

1983 : Hydrates of natural gas in continental margins; in Studies in Continental Margin Geology, ed. J.S. Watkins and C.L. Drake; American Association of Petroleum Geologists Memoir 34, p. 631-640.

Kvenvolden, K.A. and McDonald, T.J.

1983 : Gas hydrates of the Middle America Trench DSDP/IPOD leg 84; in Gas Hydrates in Deep Ocean Sediments, Final Report; Gas Research Institute, Chicago, p. 26-59.

Lachapelle, A.

1981 : Winds and waves in Lancaster Sound; Proceedings of the 6th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, July 27-31, 1981, Quebec, v. 2, p. 830-842.

Lemon, D.D. and Fissel, D.B.

1982 : Seasonal variations in currents and water properties in northwestern Baffin Bay, 1978-1979; Arctic, v. 35, p. 211-218.

Letirant, P.

1979 : Seabed reconnaissance and offshore soil mechanics for the installation of petroleum structures; Gulf Publishing Co., Houston, Texas, 508 p.

Lewis, C.F.M.

1978 : The frequency and magnitude of drift-ice groundings from ice-scour tracks in the Canadian Beaufort Sea; Proceedings of the 4th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, September 26-30, 1977, p. 568-579.

Lewis, C.F.M. and Barrie, J.V.

1981 : Geological evidence of iceberg groundings and related seafloor processes in the Hibernia Discovery area of Grand Bank, Newfoundland; in Proceedings of the Symposium Production and Transportation Systems for the Hibernia Discovery, St. John's, Newfoundland Petroleum Directorate, Government of Newfoundland and Labrador, 1981, p. 146-177.

Lewis, C.F.M. and Parrott, D.R.

1987 : Iceberg scouring rate studies, Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 825-846.

Lewis, C.F.M., Blasco, S.M., Barnhold, B.D., Hunter, J.A.M., Judge, A.S., Kerr, J.W., McLaren, P.G., and Pelletier, B.R.

1977 : Marine geological and geophysical activities in Lancaster Sound and adjacent fiords; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77- 1A, p. 495-506.

Lewis, C.F.M., Josenhans, H.W., Fader, G.B., MacLean, B., d'Apollonia, S.J., and Barrie, J.V.

1982 : The distribution and shape variability of iceberg scour marks on Canadian continental shelves (abstract); Joint Oceanographic Assembly, Halifax, Nova Scotia, v. 2, p. 40.

Lewis, C.F.M., MacLean, B., and Falconer, R.K.H.

1980 : Ice scour abundance in Labrador Sea and Baffin Bay; a reconnaissance of regional variability; First Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, April 25-27, 1979, Calgary, Alberta, The Canadian Geotechnical Society, Montreal, p. 79-94.

Lewis, C.F.M., Parrott, D.R., and Durling, P.W.

1987 : Shallow Tertiary seismostratigraphy and engineering geology of the northeastern Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Open File 1437, 18 p.

Lien, R.

1986 : Iceberg scouring and its influence on seabed conditions : investigation and proposed model for the Norwegian Shelf; in Ice Scour and Seabed Engineering, ed. C.F.M. Lewis et al., Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Canada Oil and Gas Lands Administration; Energy, Mines and Resources Canada, Ottawa, p. 87-96.

Long, L.G., Thompson, G.R., Brown, J.D., and Rivette, C.A.

1986 : Hibernia site geotechnical characterization; in Proceedings of the Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, June 1986, St. John's, Newfoundland, v. 1, p. 99-116.

Loring, D.H.

1976 : The distribution and partition of zinc, copper and lead in sediments of the Saguenay fjord; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 960-971.

Loring, D.H. and Nota, D.J.G.

1973 : Morphology and sediments of the Gulf of St. Lawrence; Fisheries Research Board of Canada, Bulletin 182, 147 p.

MacLaren Plansearch

1985 : Environmental monitoring of the dredging of the Miramichi River, Summary Report, 1981-1984; Contract Report to Public Works Canada, Saint John, New Brunswick, 74 p.

MacLean, B. and King, L.H.

1971 : Scotian Shelf surficial geology, Banquereau and Misaine Bank; Geological Survey of Canada, Paper 71-52, 19 p.

MacLean, B., Falconer, R.K.H., and Clarke, D.B.

1978 : Tertiary basalts of western Davis Strait; bedrock core samples and geophysical data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 773-780.

MacLean, B., Srivastava, S.P., and Haworth, R.T.

1982 : Bedrock structures off Cumberland Sound, Baffin Island Shelf : core samples and geophysical data; in Arctic Geology and Geophysics, ed. A.F. Embry and H.R. Balkwill; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 279-295.

Maes, M.A.

1986 : Calibration of partial factors in the new Canadian Standard Association — Code for fixed offshore production structures; Environmental Protection Branch, Canadian Oil and Gas Lands Administration, Technical Report no. 9, 81 p.

Mahar, L.J., Wilson, R.M., and Vinson, T.S.

1983 : Physical and numerical modeling of uniaxial freezing in saline gravel; Proceedings, Permafrost; Fourth International Conference, Washington, D.C. : National Academy Press, p. 773-778.

Makogon, Yu.F., Tolkachev, M.V., and Topchev, Yu.I.

1982 : The drilling of wells that intersect gas hydrate beds; Gazovaya promyshlennost, v. 4, p. 30-32.

Mann, C.R., Grant, A.B., and Foote, T.R.

1965 : Atlas of oceanographic sections, temperature-salinity-dissolved oxygen, Northwest Atlantic Ocean, Newfoundland Basin and Gulf Stream, February 1962 — July 1964; Bedford Institute of Oceanography, Report BIO 65-16, Dartmouth, Nova Scotia, 51 p.

Marine Board

1982 : Understanding the Arctic Sea-floor for Engineering Purposes; United States National Academy Press, Washington, D.C., 141 p.

Markham, W.E.
1980: Ice atlas, eastern Canadian seaboard; Environment Canada, Atmospheric Environment Service, Toronto, 198 p.
1981: Ice atlas, Canadian arctic waterways; Atmospheric Environment Service, Toronto, Canada, 198 p.

Marsters, J.C.
1986: Geotechnical analysis of sediments from the eastern Canadian continental slope, south of the St. Pierre Bank; M. Eng. project, Technical University of Nova Scotia, Halifax, Nova Scotia, 218 p.

Matich, M.A.J. and German, R.B.
1980: Review of development of offshore site investigation techniques in Canada; in Proceedings of the First Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, ed. W.J. Eden; The Canadian Geotechnical Society, Montreal, p. 179-197.

Maxwell, J.B., Duck, P.J., Thomson, R.B., and Vickers, G.G.
1980: The climate of northwestern Baffin Bay; Canadian Climate Centre, Report no. 80- 2; unpublished manuscript, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario.

McCann, S.B.
1973: Beach Processes in an Arctic Environment; in Coastal Geomorphology, ed. D.R. Coates; Proceedings of the Third Annual Geomorphology Symposium State University of New York, Binghamton, N.Y., p. 141-155.

McCann, S.B. and Carlisle, R.J.
1972: The nature of the ice-foot on the beaches of Radstock Bay, S.W. Devon Island, N.W.T. in the spring and summer of 1970; Institute of Britis Geographers, Special Publication 4, p. 175-186.

McClelland, B., Young, A.G., and Remmes, B.D.
1982: Avoiding jack-up rig foundation failures: Proceedings of the Symposium in Geotechnical Aspects of Offshore and Nearshore Structures, Thailand; Geotechnical Engineering (Thailand), v. 13, no. 2, p. 151-189.

McDonald, B.C., Edwards, R.E., and Rampton, Y.N.
1973: Position of frost table in the near-shore zone, Tuktoyaktuk Peninsula, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 73-1, Part B, p. 165-168.

McLaren, P.
1980: The coastal morphology and sedimentology of Labrador: a study of shoreline sensitivity to a potential oil spill; Geological Survey of Canada, Paper 79-28, 41 p.
1982: The coastal geomorphology, sedimentology and processes of eastern Melville and western Byam Martin Islands, Canadian arctic archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 333, 39 p.

McLaren, P. and Barrie, W.B.
1985: The coastal morphology and sedimentology of eastern Lancaster Sound and northern Baffin Island: a study of shoreline sensitivity to a potential oil spill; Geological Survey of Canada, Paper 83-24.

McLean, A.Y. and MacGregor, C.D.R.
1976: An inventory of historical dredging operations and industrial waste disposal practices in the Atlantic coast region; Canplan Oceanology Ltd., unpublished report, Environment Canada, 66 p.

Melling, H., Lake, R.A., Topham, D.R., and Fissel, D.B.
1984: Oceanic thermal structure in the western Canadian Arctic; Continental Shelf Research, v. 3, p. 233-258.

Metge, M., Danielewicz, B., and Hoare, R.
1981: On measuring large scale ice forces; Hans Island 1980; 6th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC), Québec, Canada, July 27-31, 1981, v. II, p. 629-642.

Middleton, G.V.
1969: Turbidity currents; in The New Concept of Continental Margin Sedimentation, ed. D.J. Stanley; American Geological Institute, Short Course Notes, Philadelphia, Lecture 10, 20 p.

Miller, A.A.L., Mudie, P.J., and Scott, D.B.
1982: Holocene history of Bedford Basin, Nova Scotia: foraminifera, dinoflagellate, and pollen records; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, no. 12, p. 2342-2367.

Milne, A.
1969: Underwater acoustics in ice covered seas; Man in Cold Water Conference, Montreal, Quebec, May 1969, Oceanology Series no. 1, Department Industry, Trade and Commerce, and McGill University, p. 37-42.

Mobil Oil Canada Ltd.
1983: Venture development project environmental impact statement, v. III a & b: Biophysical Assessment; Mobil Oil Canada Ltd., Halifax, Nova Scotia, v. IIIa, 258 p., v. IIIb, 238 p.
1985: Hibernia development project environmental impact statement, v. IIIa Biophysical Assessment; Mobil Oil Canada Ltd., St. John's, Newfoundland, 258 p.
1986: Overview of the Hibernia development plan, Appendix D; in Canada-Newfoundland Offshore Petroleum Board, Decision 86.01, St. John's, Newfoundland, p. 107-143.

Monaham, D. and Macnab, R.F.
1975: Flemish Cap, Flemish Pass, and the northeastern Grand Banks of Newfoundland morphology; in Offshore Geology of Eastern Canada, Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. II, p. 207-216.

Moran, K. and Hurlbut, S.E.
1986: Analysis of potential slope instability due to wave loading on the Scotian Shelf; Proceedings of the Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, June 1986, St. John's, Newfoundland, p. 503-504.

Morgenstern, N.R.
1967: Submarine slumping and the initiation of turbidity currents; in Marine Geotechnique, ed. A.F. Richards; University of Illinois Press, Chicago, p. 189-220.

Morin, P. and Dawe, C.R.
1986: Geotechnical properties of two deep sea marine soils from Labrador Sea area; in Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, June 1986, St. John's, Newfoundland, v. 1, p. 117-137.

Mosher, D.C.
1987: Late Wisconsinan sedimentation on the Scotian Slope near Verrill Canyon; M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, 249 p.

Mudie, P.J.
1986: Palynology as a method for dating iceberg scours; in Ice Scour and Seabed Engineering; ed. C.F.M. Lewis et al., Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 233-239.

Muench, R.D.
1971: The Physical Oceanography of the Northern Baffin Region, Baffin Bag — North Water Project, Scientific Report No. 1; The Arctic Institute of North America, Washington, D.C., 150 p.

Munro, P.S., Halliday, R.J., Shannon, W.E.,and Schieman, D.R.J.
1988: Canadian Seismograph Operations — 1986; Geological Survey of Canada, Paper 88-16, 20 p.

Murray, J.E.
1969: The drift, deterioration and distribution of icebergs in the North Atlantic Ocean; in Ice Seminar; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 10, p. 3-18.

Murray, J.W. and McMillan, N.J.
1982: Drilling problems encountered from boulder beds on the Labrador Shelf and recommendations for resolution: Appendix to: W.H. Mathews, 1982, Glacial history of the eastern seaboard of Canada pertaining to boulder distribution on the continental shelf, an overview; unpublished report, Canterra Energy Ltd., Calgary, Alberta, 43 p.

Murty, T.S.
1984: Storm surges — meteorological ocean tides; Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Sciences, Ottawa, v. 212, 897 p.

Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S., and Edwards, B.D.
1979: A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems; in Geology of Continental Slopes, ed. L.J. Doyle and O.H. Pilkey; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 27, p. 61-75.

National Building Code of Canada
1985: Supplement to the National Building Code of Canada; Associate Committee on the National Building Code of Canada, National Research Council of Canada, Publication no. 23178, 278 p.

Neave, K.G., Judge, A.S., Hunter, J.A., and MacAulay, H.A.
1978: Offshore permafrost distribution in the Beaufort Sea as determined from temperature and seismic observations; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 78-1C, p. 13-18.

Nelson, H., Thor, D.R., Sandstrom, M.W., and Dvenvolden, K.A.
1979: Modern biogenic gas-generated craters (sea-floor 'pockmarks') on the Bering Shelf, Alaska; Geological Society of America, v. 90, no. 1, p. 1144-1152.

Neu, H.J.A.
1982: 11-year deep water wave climate of Canadian Atlantic waters; Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences no. 13, Department of Fisheries and Oceans, Dartmouth, Nova Scotia, 41 p.
1984: Interannual variation and longer term changes in the sea state of the North Atlantic, from 1970 to 1982; Journal of Geophysical Research, v. 89, no. C4, p. 6397-6402.

Newton, R.S., Cunningham, R.C., and Schubert, C.E.
1980 : Mud volcanoes and pockmarks : Seafloor Engineering Hazards or Geological Curiosities; Offshore Technology Conference, May, Houston, Texas, Paper 3729, p. 425-436.

Noguera, V.H.
1987 : Geology and diagenetic history of overpressured siliclastic reservoirs in the Lower Missisauga and Mic Mac formations of the Venture field, Scotian Shelf, Nova Scotia; M.Sc. thesis, Department of Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia.

Nova Scotia Department of Lands and Forests
1984 : Coastal heritage park system proposal (map); Parks and Recreation Division, Nova Scotia Department of Lands and Forests.

Nova Scotia Legislature
1975 : An act to preserve and protect the beaches of Nova Scotia; Bill No. 63, Chapter 6, Acts of 1975, Queens Printer for Nova Scotia, Halifax, p. 33-35.

Ocean Ranger Royal Commission
1984 : The loss of the semisubmersible drill rig Ocean Ranger and its crew; Report One, the Royal Commission on the Ocean Ranger Marine disaster, Canada and Newfoundland, Department of Supply and Services, Canada, 400 p.

Oja, E.J.
1984 : A conceptual approach to benefit last analysis of storm surge forecasting, a preliminary report; unpublished report, Atmospheric Environment Service, Bedford, Nova Scotia, 21 p.

Otteman, L. and Gillis, J.L.
1981 : Deepwater production — is the technology there?; Offshore, January, p. 80-93.

Owens, E.H.
1971 : A reconnaissance of the coastline of Chedabucto Bay, Nova Scotia; Canadian Hydrographic Service, Marine Sciences Paper 4, 24 p.
1976 : The effects of ice on the littoral zone at Richebucto Head, eastern New Brunswick; Revue de Géographie de Montreal, v. 30, no. 1-2, p. 95-104.
1977 : Coastal environments of Canada : the impact and clean-up of oil spills; Fisheries and Environment Canada, Environmental Protection Service, Economic and Technical Review Report EPS-3-EC-77-13, p. 413.
1980 : Sediment removal from the beaches of Prince Edward Island; in Proceedings Canadian Coastal Conference, April 22-24, 1980, Associate Committee for Research on Shoreline Erosion and Sedimentation, National Research Council, Ottawa, p. 367-379.
1983 : Coastal oil spills and their impact on land; in Stress on land in Canada, ed. W. Simpson-Lewis, R. McKechnie, and V. Neimanis; Lands Directorate, Environment Canada, p. 123-140.

Owens, E.H. and Harper, J.R.
1977 : Frost Table and Thaw Depths in the Littoral Zone Near Peard Bay, Alaska; Arctic, v. 30, p. 397-414.

Owens, E.H., Harper, J.R., Forget, C.R., and Robson, W.
1983 : Shoreline experiments and the persistence of oil on arctic beaches; in Proceedings 1983 Oil Spill Conference; Prevention, Behaviour, Control, Cleanup, San Antonio, Texas, American Petroleum Institute, p. 261-268.

Page, R.A. and Basham, P.W.
1985 : Earthquake hazards in the offshore environment; United States Geological Survey, Bulletin 1630, 69 p.

Palmer, A.C.
1980 : Application of offshore site investigation data to the design and construction of submarine pipelines; in Offshore Site Investigation, ed. D.A. Ardus; Graham and Trotman Ltd., London, p. 257-266.
1985 : Arctic ice presents unusual problems for pipelines; in Harsh Environment and Deepwater Handbook 1985/1986, Pennwell Publishing Co., Tulsa, Oklahoma, p. 154-157.

Palmer, A.C., Bandais, D., and Masterson, D.
1979 : Design and installation of an offshore flowline for the Canadian Arctic Islands; Proceedings of the Eleventh Annual Offshore Technology Conference, Houston, Texas, Paper 3446, p. 765-772.

Pelletier, B.R. and Shearer, J.M.
1972 : Sea bottom scouring in the Beaufort Sea of the Arctic Ocean; Section 8; 24th International Geological Congress, Montreal, p. 251-261.

Pereira, C.P.G., Piper, D.J.W., and Shor, A.N.
1985 : SEAMARC I Midrange sidescan sonar survey of Flemish Pass, east of the Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Open File 1161, 23 p.

Philpott Consulting Limited (with Acres Consulting Services Limited)
1986 : Scour around sea-floor structures : Environmental Studies Revolving Funds Report 017; Canada Oil and Gas Lands Administration, Energy, Mines and Resources Canada, Ottawa, 249 p.

Philpott, K.L.
1978 : Miramichi channel study; a Canada-New Brunswick project; Public Works Canada, 284 p.

Pilkington, G.R.
1985 : Workshop on ice scouring, February 15-19, 1982; Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada Technical Memorandum no. 136, 251 p.
1986 : Estimating ice scour frequency and risk to buried pipelines; in Ice Scour and Seabed Engineering; ed. C.F.M. Lewis et al., Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 213-220.

Pilkington, G.R. and Marcellus, R.W.
1981 : Methods of determining pipeline trench depths in the Canadian Beaufort Sea; Proceedings of the Sixth International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, Quebec, Canada, July 27-31, 1981, v. 2, p. 674-687.

Piper, D.J.W. and Normark, W.R.
1982 : Effect of the 1929 Grand Banks earthquake on the continental slope off eastern Canada; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 147-151.

Piper, D.J.W. and Sparkes, R.
1987 : Proglacial sediment instability features on the Scotian Slope at 63°W; Marine Geology, v. 76, p. 15-31.

Piper, D.J.W., Farre, J.A., and Shor, A.N.
1985a : Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope; Bulletin of the Geological Society of America, v. 96, p. 1508-1517.

Piper, D.J.W., Shor, A.N., Farre, J.A., O'Connell, S., and Jacobi, R.
1985b : Sediment slides and turbidity currents on the Laurentian Fan : sidescan sonar observations near the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake; Geology, v. 13, p. 538-541.

Piper, D.J.W., Shor, A.N., and Hughes-Clarke, J.E.
1988 : The 1929 Grand Banks earthquake, slump and turbidity current; Geological Society of America, Special Paper 229, p. 77-92.

Platt, T., Conover, F.J., Loucks, R., Mann, K.H., Peer, D.L., Prakash, A., and Sameoto, D.D.
1970 : A study of an eutrophicated marine basin; in Food and Agriculture Organization of the United Nations; FAO Technical Conference on Marine Pollution and its effects on Living Resources and Fishing, Rome, Italy, December 9-18, 1970, p. 1-10.

Podrouzek, A.J. and Bell, J.S.
1985 : Stress orientations from wellbore breakouts on the Scotian Shelf, eastern Canada; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 59-62.

Praeg, D.B., MacLean, B., Hardy, I.A., and Mudie, P.J.
1986 : Quaternary geology of the southeast Baffin Island continental shelf, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Paper 85-14, 38 p.

Praeg, D., MacLean, B., Piper, D.J.W., and Shor, A.N.
1987 : Study of iceberg scours across the continental shelf and slope off southeast Baffin Island using the SeaMARC I midrange sidescan sonar; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 847-857.

Pratte, B.D. and Willis, D.H.
1982 : Pointe Sapin harbour — offshore breakwater and sandtrap; in Proceedings of Workshop on Atlantic coastal erosion and sedimentation, Halifax, Nova Scotia, p. 43-49.

Quinlan, G.
1984 : Postglacial rebound and the focal mechanisms of eastern Canadian earthquakes; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1018-1023.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1981 : A comparison of observed and theoretical post-glacial relative sea level in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1146-1163.

Rashid, M.A. and Brown, J.D.
1975 : Influence of marine organic compounds on engineering properties of a remoulded sediment; Engineering Geology, v. 9, p. 141-154.

Rashid, M.A. and Reinson, G.E.
1979 : Organic matter in surficial sediments of the Miramichi estuary, New Brunswick, Canada; Estuarine and Coastal Marine Science, v. 8, p. 23-36.

Reid, I. and Falconer, R.K.H.
1982 : A seismicity study in northern Baffin Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1518-1531.

Reimnitz, E., Barnes, P.W., Toimig, L.J., and Melchoir, J.
1977 : Ice gouge recurrence and rates of sediment reworking, Beaufort Sea, Alaska; Geology, v. 5, p. 405-408.

Reinson, G.E.
1977 : Tidal-current control of submarine morphology at the mouth of the Miramichi Estuary, New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2524-2532.

1980 : Variations in Tidal Inlet morphology and stability, northeast New Brunswick; in The Coastline of Canada, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 23-39.

Reinson, G.E. and Frobel, D.
1980 : Effects of dredging activities on shoreline morphology and stability, northeast New Brunswick; in Proceedings, Canadian Coastal Conference, Burlington; National Research Council, Associate Committee for research on shoreline erosion and sedimentation, Ottawa, p. 394-410.

Reinson, G.E., Frobel, D., Taylor, R.B., and Asprey, K.
1980 : Observations on the occurrence of Bunker C oil on the Cape Breton shoreline, May 1979; in Scientific studies during the Kurdistan Tanker incident; Proceedings of a workshop, ed. J.H. Vandermeulen; Bedford Institute of Oceanography, Report Series BI-R-80-3, p. 120-131.

Robe, R.Q.
1980 : Iceberg drift and deterioration; in Dynamics of Snow and Ice Masses, ed. Samuel C. Colbeck; Academic Press, Toronto, p. 211-259.
1982 : Iceberg drift near Greenland — 1980 to 1982; United States Coast Guard Research and Development Centre, Groton, Connecticut, Report no. CG-D-36-82.

Robillard, G.A., Owens, E.H., Castle, R., and Forget, C.
1980 : Arctic shoreline protection and cleanup — how to decide what to do when and where; Proceedings of the Third Arctic Marine Oil Spill Program Technical Seminar, June 3-5, 1980, Edmonton, Alberta, Environmental Protection Service, Environment Canada, Ottawa, p. 342-378.

Rochelle, W.R. and Simpson, D.M.
1981 : Methods for protection of sub-sea pipelines and installations; in Proceedings of the Symposium : Production and Transportation Systems for the Hibernia Discovery, February 16-18, 1981, ed. W.E. Russell and D.B. Muggeridge; Newfoundland Petroleum Directorate, St. John's, Newfoundland, p. 253-269.

Rodrigue, G. and Meloche, J.D.
1985 : Overpressure genesis within Cretaceous-Jurassic regressive sequences, Scotian Shelf; Geological Association of Canada, Annual Meeting 1985, Program with Abstracts, v. 10, p. 452.

Ruffman, A.
1985 : Iceberg « harrowing » as opposed to iceberg « ploughing » (abstract); in National Research Council Associate Committee on Geotechnical Research Workshop on Ice Scouring, ed. R. Pilington, February 15-19, 1982, Addendum.

Ruffman, A. and Peterson, J.
1986a : A review of the historical seismicity of Nova Scotia prior to 1868 with selected later events; Eastern Section, Seismological Society of America, Program with Abstracts, Ottawa, October 1986, p. 44.
1986b : Pre-confederation historical seismicity of Nova Scotia with an examination of selected later events; Geomarine Associates Ltd. Project 85-69, Contract Report to Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Ontario, DSS contract No. 0SQ85.00141, 423 p.

Sadler, H.E. and Serson, H.V.
1981 : Freshwater anchor ice along an Arctic beach; Arctic, v. 34, no. 1, p. 62-63.

Schafer, C.T. and Asprey, K.W.
1982 : Significance of some geotechnical properties of continental slope and rise sediments off northeast Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 153-161.

Schafer, C.T. and Smith, J.N.
1982 : River discharge, sedimentation, and benthic environmental variations in Miramichi inner bay, New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 388-398.

Schafer, C.T., Cole, F.E., and Wagner, F.J.E.
1977 : Relationship of foraminifera distribution patterns to sedimentary processes in the Miramichi Estuary, New Brunswick; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 77-1C, p. 1-7.

Schafer, C.T., Tan, F.C., Williams, D.F., and Smith, J.N.
1985 : Late glacial to Recent stratigraphy, paleontology, and sedimentary processes : Newfoundland continental slope and rise; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 266-282.

Schafer, C.T., Wagner, F.J.E., and Ferguson, C.
1975 : Occurrence of foraminifera, molluscs and ostracods adjacent to the industrialized shoreline of Canso Strait, Nova Scotia; Water Air and Soil Pollution, v. 5, p. 79-96.

Schaule, B.K. and Patterson, C.C.
1983 : Perturbation of the natural Pb depth profile in the Surgusso Sea by industrial lead; in Trace Metal in Seawater, ed. C.S. Wong, E. Boyle, K.W. Brulard and E.D. Goldberg; Plenum Press, New York, p. 487-503.

Schoenthaler, L.
1986 : Hibernia ice-scour model studies; in Ice Scour and Seabed Engineering; ed. C.F.M. Lewis et al., Environmental Studies Revolving Funds Report no. 049, Ottawa, p. 118-121.

Scott, D.B. and Medioli, F.S.
1982 : Micropaleontological documentation for early Holocene fall of relative sea level on the Atlantic coast of Nova Scotia; Geology, v. 10, p. 278-281.

Scott, D.B., Medioli, F.S., and Schafer, C.T.
1977 : Termporal changes in foraminiferal distributions in Miramichi River Estuary; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1566-1587.

Scott, D.B., Mudie, P.J., Vilks, G., and Younger, D.C.
1984 : Latest Pleistocene-Holocene paleoceanographic trends on the continental margin of eastern Canada : foraminiferal, dinoflagellate and pollen evidence; Marine Micropaleontology, v. 9, p. 181-218.

Seed, H.B. and Rahman, M.S.
1977 : Analysis for wave-induced liquefaction in relation to ocean floor stability; Report on research sponsored by the National Science Foundation, Report No. UCE/TE-77/02, May 1977, 84 p.

Segall, M.P., Barrie, J.V., Lewis, C.F.M., and Maher, M.L.J.
1985 : Clay minerals across the Tertiary-Quaternary boundary, northeastern Grand Banks of Newfoundland : preliminary results; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 63-68.

Segall, M.P., Buckley, D.E., and Lewis, C.F.M.
1987 : Clay mineral indicators of geological and geochemical subaerial modification of near-surface Tertiary and Quaternary sediments on the northeastern Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2172-2187.

Shearer, J.M.
1971 : Preliminary interpretation of shallow seismic reflection profiles from the west side of MacKenzie Bay, Beaufort Sea; in Report of Activities, November 1970 to March 1971, Geological Survey of Canada, Paper 71-1B, p. 131-138.

Shearer, J.M. and Blasco, S.M.
1975 : Further observations of the scouring phenomena in the Beaufort Sea; in Current Research Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 483-494.
1986 : Regional correlation of Beaufort Sea ice scour extreme depth and relative age with environmental factors; in Ice Scour and Seabed Engineering; ed. C.F.M. Lewis et al., Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 167-170.

Shipley, T.H., Houston, M.H., Buffler, R.T., Shaub, F.J., McMillan, K.J., Ladd, J.W., and Worzel, J.L.
1979 : Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2204-2213.

Sieck, H.C.
1973 : Gas-charged sediment cones pose possible hazard to offshore drilling; Oil and Gas Jornal, July 16, p. 148, 150, 155 and 163.

Silva, A.J., Dadey, K.A., Josenhans, H.W., and Laine, E.P.
1985 : Geotechnical analysis of Labrador Shelf sediments and the influence of ice contact processes; Geological Survey of Canada, Open File 1395, 68 p.

Smith, S.D. and Banke, E.G.
1983 : The influence of winds, currents and towing forces on the drift of icebergs; Cold Regions Science and Technology, v. 6, p. 241-255.

SNC-Lavalin Newfoundland Ltd.
1980a : Strait of Belle Isle Crossing HVDC Transmission — Tunnel Scheme; Report No. 11-99-05 to Lower Churchill Development Corporation Ltd., St. John's, Newfoundland.
1980b : Strait of Belle Isle Crossing HVDC Transmission — Submarine Cable Scheme; Report No. 11-99-16 to Lower Churchill Development Corporation Ltd., St. John's, Newfoundland.

Sodhi, D.S. and Kovacs, A.
1984 : Forces associated with ice pile-up and ride-up; Proceedings of International Association of Hydraulic Research Symposium on Ice, Hamburg, Germany, August 1984, v. 4, p. 239-262.

Song, K.K., Kloth, H.L., Costello, C.R., and Liesemer, S.V.
1979 : Anti-scour method uses air-lift idea; Offshore, v. 39, no. 10, p. 1386-1392.

Stein, S., Sleep, N.H., Geller, R.J., Wang, S., and Kroeger, G.C.
1979 : Earthquakes along the passive margin of eastern Canada; Geophysical Research Letters, v. 6, p. 537-540.

Stoffyn-Egli, P.
1982 : Dissolved aluminium in interstitial waters of recent terrigenous marine sediments from the North Atlantic Ocean; Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 46, p. 1345-1352.

Stoll, R.D. and Bryan, G.M.
1979 : Physical properties of sediments containing gas hydrates; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 1629-1634.

Stoll, R.D., Ewing, J.I., and Bryan, G.M.
1971 : Anomalous wave velocities in sediments containing gas hydrates; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 2090-2094.

Strachan, P.
1984 : Liquefaction prediction in the marine environment; in Seabed Mechanics, ed. B. Denness; Graham and Trotman, London, p. 149-158.

Sundby, B.N., Silverberg, N., and Chesselet, R.
1981 : Pathways of Manganese in an open estuarine system; Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 45, p. 293-307.

Swift, D.W., Harrison, W.D., and Osterkamp, T.E.
1983 : Heat and salt transport processes in thawing subsea permafrost at Prudhoe Bay, Alaska : Permafrost; Proceedings of the Fourth International Conference, Washington, D.C.; National Academy Press, p. 1221-1226.

Sykes, L.R.
1978 : Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism postdating continental fragmentation; Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 16, p. 621-688.

Syvitski, J.P.M.
1985 : Subaqueous slope failures within seismically active Arctic fjords; 14th Arctic Workshop, Arctic Land-Sea Interaction, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, November 1985, p. 60-63.

Taylor A., Judge, A., and Desrochers, D.
1983 : Shoreline regression : its effect on permafrost and the geothermal regime, Canadian Arctic Archipelago; in Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, July 17-22, 1983, Fairbanks, Alaska, p. 1239-1244.

Taylor, A.E., Wetmiller, R.J., and Judge, A.S.
1979 : Two risks to drilling and production off the east coast of Canada — earthquakes and gas hydrates; in Proceedings Symposium on Research in the Labrador Coastal and Offshore Region, ed. W. Denner; Memorial University of Newfoundland, May 8-10, 1979, p. 91-105.

Taylor, R.B.
1978 : The occurrence of grounded ridges and shore ice piling along the northern coast of Somerset Island, N.W.T.; Arctic, v. 31, no. 2, p. 133-149.
1980a : Coastal environments along the northern shore of Somerset Island, District of Franklin; in The Coastline of Canada,ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 239-250.
1980b : Beach thaw depth and the effect of ice-bonded sediment on beach stability, Canadian arctic islands; in Proceedings of the Canadian Coastal Conference, April 22-24, 1980, Burlington, Ontario, p. 103-121.
1980c : Coastal Reconnaissance for Marine Terminal Planning in the Sverdrup Basin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 693, 150 p.
1982 : Seasonal shoreline change along Forchu Bay and Framboise Cove, Nova Scotia — A comparison between exploited and natural beaches; in Proceedings of Workshop on Atlantic Coastal Erosion and Sedimentation, November 25, Halifax, Nova Scotia, p. 37-41.

Taylor, R.B. and Kelly, B.J.
1984 : Beach observations along the east coast of Cape Breton Highlands National Park, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Open File 1119, 33 p.

Taylor, R.B. and McCann, S.B.
1974 : Depth of the 'frost-table' on beaches in the Canadian Arctic Archipelago; Journal of Glaciology, v. 13, no. 68, p. 321-322.
1976 : The effect of sea and nearshore ice on coastal processes in Canadian Arctic Archipelago; La revue de Géographie de Montréal, v. 30, p. 123-132.

Taylor, R.B., Wittmann, S.L., Milne, M.J., and Kober, S.M.
1985 : Beach morphology and coastal changes at selected sites along mainland Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-12, 59 p.

Teshmont Consultants Ltd.
1974 : Gull Island transmission facilities : reference data pertaining to the Strait of Belle Isle; Report for Newfoundland and Labrador Power Commission, 2 volumes.

Thompson, G.R., Foo, S.H.C., and Matlock, H.
1986 : Hibernia GBS foundation behaviour; in Proceedings of the Third Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, June 1986, St. John's, Newfoundland, v. I, p. 141-164.

Thurber Consultants Ltd.
1985 : Study of well logs from east coast offshore wells to delineate gas hydrate occurrence; Report to Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Ontario, 36 p.

Timmermans, W.J.
1983 : Design for offshore pipelines for ice environments; in Design for Ice Forces, ed. S.R. Caldwell and R.D. Crissman; New York, American Society of Civil Engineers, p. 69-98.

Todd, B.J.
1984 : Iceberg scouring on Saglek Bank, northern Labrador Shelf; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 172 p.
1986 : Iceberg scouring on Saglek Bank northern Labrador Shelf; in Ice Scour and Seabed Engineering; ed. C.F.M. Lewis et al., Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 182-193.

Tucholke, B.E., Bryan, G.M., and Ewing, J.I.
1977 : Gas hydrate horizons detected in seismic profiler data from the western North Atlantic; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 61, p. 698-707.

Vandermeulen, J.H. and Jotcham, J.R.
1986 : Long term persistance of Bunker C fuel oil and revegetation of a north- temperate saltmarsh : Miguasha 1974-1985; in Proceedings of the Ninth Annual Arctic and Marine Oilspill Program Technical Seminar, Edmonton, Alberta, p. 151-166.

van Dijk, R.N.
1980 : Experience of scour in the southern North Sea; Seminar Proceedings Scour Around Offshore Structures, Society for Underwater Technology, 7 p.

Van Ieperen, M.
1985 : Ice scour protection Drake F-76 flowline bundle; in National Research Council of Canada Associate Committee on Geotechnical Research Workshop on Ice Scouring, February 15-19, 1982, ed. G.R. Pilkington; National Research Council Technical Memorandum 136, p. 48-54.

Vilks, G. and Krauel, D.P.
1982 : Environmental geology of the Miramichi Estuary : physical Oceanography; Geological Survey of Canada, Paper 81-24, 53 p.

Vilks, G., Buckley, D.E., and Keigwin, L.
1985 : Late Quaternary sedimentation on the southern Sohm Abyssal Plain; Sedimentology, v. 32, p. 69-82.

Walsh, J.E., Wittman, W.I., Hester, L.H., and Dehn, W.S.
1986 : Seasonal prediction of iceberg severity in the Labrador Sea; Journal of Geophysical Research, v. 91, no. C8, p. 9683-9692.

Wang, Y., Piper, D.J.W., and Vilks, G.
1982 : Surface textures of turbidite sand grains, Laurentian Fan and Sohm Abyssal Plain; Sedimentology, v. 29, p. 727-736.

Weare, T.J.
1982 : Mathematical models; in Hydraulic Modelling in Maritime Engineering; Thomas Telford Ltd., London, p. 15-23.

Weaver, J.S. and Stewart, J.M.
1982 : In situ hydrates under the Beaufort Sea shelf; in Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference, ed. H.M. French, March 2-6, 1981, Calgary, Alberta, p. 312-319.

Weeks, W.F., Tucker, W.B. (III), and Niedoroda, A.
1986 : Preliminary simulation of the formation and infilling of sea-ice gouges; in Ice Scour and Seabed Engineering; ed. C.F.M. Lewis et al., Environmental Studies Revolving Funds Report No. 049, Ottawa, p. 259-269.

Weir, F.V.
1981 : The ability to protect oil/gas pipelines and sub-sea installations from icebergs; in Proceedings of the Symposium on Production and Transportation Systems for the Hibernia Discovery, February 16-18, 1981, ed. W.E. Russell and D.B. Muggeridge; Petroleum Directorate, Government of Newfoundland and Labrador, p. 279-290.

Whalley, E.
1980 : Speed of longitudinal sound in clathrate hydrates; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 2539-2542.

Whelan, T. III, Coleman, J.M., Suhayda, J.N., and Roberts, H.H.
1977 : Acoustical penetration and shear strength in gas-charged sediment; Marine Geotechnology, v. 2, p. 147-158.

White, F.M., Spaulding, M.L., and Gominho, L.
1980 : Theoretical estimates of the various mechanisms involved in iceberg deterioration in the open ocean environment; United States Coast Guard Report CG-D-62-80, 126 p.

Whittaker, S., Chevelier, B., and Geerlot, H.
1985 : Iceberg scouring in Hudson Bay; in 14th Arctic Workshop Abstracts, Arctic Land-Sea Interaction, November 6-8, 1985, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, Nova Scotia, p. 91.

Willey, J.D.
1976: Geochemistry and environmental implications of the surficial sediments in northern Placentia Bay, Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1393-1410.

Willey, J.D. and Fitzgerald, R.A.
1980: Trace metal geochemistry in sediments from the Miramichi Estuary, New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, no. 2, p. 254-265.

Willis, D.H.
1977: Miramichi channel study hydraulic investigation; Hydraulics Laboratory Technical Report LTR-HY-56, Division of Mechanical Engineering, National Research Council, Ottawa, Ontario, 120 p.

Winters, G.V. and Buckley, D.E.
1986: The influence of $FeSi_4O_6(OH)_4$ on chemical equilibria in pore waters from deep sea sediments; Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 50, p. 277-288.

Woodward-Clyde Consultants Ltd.
1980: Coastal geology maps central Sverdrup Basin, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 549, 41 p.

Woodworth-Lynas, C.M.T.
1983a: A possible submarine mud volcano from the southeast Baffin Island shelf; Technical Report, C-CORE Publication no. 83-2, 38 p.
1983b: The relative age of ice scours using cross-cutting relationships; Centre for Cold Ocean Resources Engineering, Memorial University of Newfoundland, St. John's, C-CORE Technical Report 83-3, 54 p.

Woodworth-Lynas, C.M.T. and Barrie, J.V.
1985: Iceberg scouring frequencies and scour degradation on Canada's eastern shelf areas using sidescan sonar mosaic techniques; in 8th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, Narssarssuaq, Greenland, September 7-14, 1985, v. 8, p. 419-442.

Woodworth-Lynas, C.M.T., Simms, A., and Rendell, C.H.
1985: Iceberg grounding and scouring on the Labrador continental shelf; Cold Regions Science and Technology, v. 10, p. 163-186.

Woodworth-Lynas, C.M.T., Bass, D.W., and Bobbitt, J.
1986: Inventory of upslope and downslope iceberg scouring; Environmental Studies Revolving Funds Report No. 039, Canada Oil and Gas Lands Administration; Energy, Mines and Resources Canada, Ottawa, 103 p.

Worthington, L.V. and Wright, W.R.
1970: North Atlantic Ocean Atlas of Potential Temperature and Salinity in the Deep Water including Temperature Salinity and Oxygen Profiles from the Erika Dan Cruise of 1962; Woods Hole Oceanographic Institution, Atlas Series Volume 2, Woods Hole, Massachusetts, 6 p. and 58 pl.

Yeats P.A. and Bewers, J.M.
1983: Potential anthropogenic influences on trace metal distributions in the North Atlantic; Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, v. 40, supplement no. 2, p. 124-131.
1987: Evidence for anthropogenic modification of the global transport of Cd; in Cadmium in the Environment; Wiley Press, New York.

Zevenhuizen, J.
1986: Strait of Belle Isle — Pisces IV dives, August 1985 — manned submersible observations of the submarine cable test trench in the Strait of Belle Isle; Geological Survey of Canada, Open File 1286, 43 p.

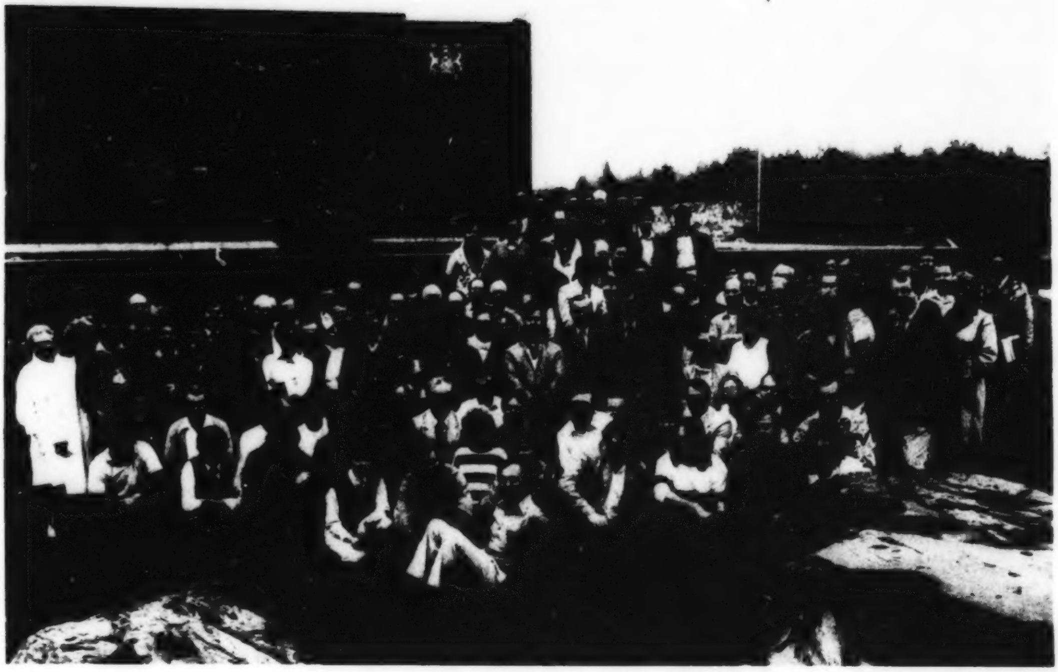
Adresse des auteurs

C.F.M. Lewis
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

M.J. Keen
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Dartmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

Imprimée au Canada

CONCLUSION



L'AVENIR
Personnel du Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, Institut océanographique Bedford, 1987. Photo publiée avec l'autorisation des services photographiques de l'Institut océanographique Bedford.

Chapitre 15

LES PERSPECTIVES DES GÉOSCIENCES MARINES EN 1987

Chapitre 15

LES PERSPECTIVES DES GÉOSCIENCES MARINES EN 1987

M.J. Keen

Des progrès remarquables ont été accomplis dans le monde depuis 25 ans en géosciences marines. Dans ce volume, nous nous sommes surtout intéressés à ce qui nous a permis de mieux connaître la côte Est du Canada et les bassins océaniques adjacents. L'avancement des connaissances dans ce domaine a été rendu possible, d'une part, grâce à l'exploration d'une région marine dont la géologie était relativement peu connue il y a un quart de siècle, et, d'autre part, grâce à l'évolution des théories.

Au large de la côte Est, le territoire marin du Canada est unique à plusieurs égards. D'abord, il s'étend sur 40 degrés de latitude, passant de conditions tempérées au large de la Nouvelle-Écosse à des conditions typiques du Haut-Arctique au large de l'île d'Ellesmere. Ensuite, il présente un grand nombre de milieux géologiques différents : marges de divergence et bassins océaniques de toutes dimensions qui se sont formés il y a plus de 200 millions d'années, secteurs immergés des Appalaches paléozoïques et bassins intracratoniques. Grâce aux travaux d'exploration poursuivis par l'industrie des hydrocarbures, au Programme de sondage des fonds marins et au Deep Sea Drilling Project (projet de forage en eau profonde), nous disposons maintenant d'une base de données satisfaisante pour une bonne partie de la marge continentale.

Comment se présente l'avenir ? Les progrès accomplis depuis la rédaction du présent volume ont jeté une lumière nouvelle sur la géologie de la marge continentale de l'Est du Canada. De nouvelles notions ont été dégagées, de nouvelles techniques mises en application, des méthodes éprouvées mises en oeuvre dans des régions encore inexplorées, et des régions déjà explorées soumises à des études encore plus détaillées. Le présent volume rend compte seulement d'une partie de ces travaux, pour des raisons évidentes de délai de publication.

Des profils sismiques multicanal exécutés en profondeur à travers les Appalaches au nord-est de Terre-Neuve et dans le golfe du Saint-Laurent ont montré que les cinq zones tectonostratigraphiques de cet orogène n'ont que trois équivalents crustaux en subsurface, d'où l'hypothèse selon laquelle les Appalaches auraient été le siège de collisions au Paléozoïque, collisions qui auraient entraîné un décollement (delamination) lithosphérique (Keen et al., 1986; Stockmal et al., 1987). Ces travaux de sismique profonde ont aussi révélé dans son entier le bassin carbonifère de la Madeleine dans le golfe du Saint-Laurent, et fourni des éléments de réponse au sujet de son origine. Des profils sismiques profonds ont également montré que la limite continent-océan au large des Grands Bancs peut être définie par la présence de réflecteurs inclinés vers la terre ferme dans la croûte océanique, réflecteurs qui pourraient représenter une activité ignée associée à l'expansion des fonds océaniques et à la mise en place de magma basaltique à la base de la croûte continentale. La discontinuité de Mohorovicic s'est révélée bien plus compliquée que ce que les profils de sismique-réfraction donnaient à penser; de fait, il pourrait s'agir d'un élément relativement « mobile » dont la formation a eu lieu après que les déformations tectoniques eurent affecté une région telle que l'orogène appalachien (Peddy et Keen, 1987). L'origine des réflecteurs présents dans la lithosphère, comme ceux de la croûte inférieure, demeure obscure; souvent, les variations lithologiques ne sont pas assez prononcées pour produire les contrastes d'impédance exigés. D'où l'importance que l'on attache actuellement au rôle des fluides dans la croûte.

Plusieurs chercheurs s'intéresseront à des problèmes semblables durant les prochaines années, de façon à pouvoir reconstituer l'histoire de l'orogène dans son entier et faire la lumière sur l'origine du Moho.

De nouvelles données aéromagnétiques recueillies au nord-est de Terre-Neuve ont permis de délimiter les anomalies magnétiques dans certaines parties du nord-ouest de l'Atlantique avec beaucoup plus de précision que par le passé, et de définir la limite entre le continent et l'océan par l'anomalie magnétique dite du « talus ». Celle-ci n'a pas encore été intégrée à la définition de la limite continent-océan basée sur les réflecteurs sismiques. Des études plus approfondies devraient nous permettre de tracer une limite absolue, plutôt que d'adopter arbitrairement l'isopaque de 10 km de la croûte (voir la carte 1706A). Les nouvelles données ont également rendu possibles des reconstitutions approximatives des plaques continentales à travers l'Atlantique, de l'éperon Goban au dôme Orphan par exemple; ces reconstitutions peuvent être comparées aux estimations de distension établies au moyen des modèles de développement de la croûte basées sur la structure sismique (S.P. Srivastava, communication personnelle, 1987). En outre, les données aéromagnétiques ont aidé à établir des corrélations entre les Appalaches de Terre-Neuve et le continent, et contribuent à délimiter les zones tectonostratigraphiques dans l'île du Cap-Breton.

Keen, M.J.
1990 : Les perspectives des géosciences marines en 1987; dans Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada, chap. 15, rév. par M.J. Keen et G.L. Williams, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n°2; (aussi The Geology of North America, vol. I-1, Geological Society of America).

La reconstitution de l'évolution des bassins océaniques adjacents à la marge continentale de l'Est du Canada sera probablement aussi exacte que les données géophysiques à partir desquelles elle sera exécutée, et c'est pourquoi d'autres levés aéromagnétiques devront être exécutés à des endroits stratégiques. À cet égard, la baie de Baffin est sans contredit le secteur où les données géophysiques font le plus cruellement défaut. Des levés aéromagnétiques, doublés de profilages de sismique-réflexion profonde, devraient nous permettre de résoudre la controverse entourant l'origine de cette baie et répondre aux questions qui continuent de se poser au sujet du mouvement s'étant opéré le long du détroit de Nares (questions traitées dans le chapitre 7).

On sait qu'une activité ignée a accompagné les épisodes majeurs d'expansion des fonds océaniques et de distension (rifting) ayant affecté les marges continentales (voir la contribution de Pe-Piper et al. dans le chapitre 2). La lithologie et la géochimie des roches montrent des variations systématiques dans l'espace et dans le temps. Cependant, les chercheurs n'ont pas tiré tout le parti possible des roches ignées dans l'étude des processus mantéliques associés au développement de la marge continentale de l'Est du Canada et des bassins océaniques adjacents. Il en sera peut-être autrement lorsque l'on aura en main toutes les données géochimiques et isotopiques nécessaires et que les modèles théoriques du développement des bassins océaniques et des marges continentales auront été portés à un degré de sophistication plus élevé.

Une reconstitution exacte de l'évolution des bassins océaniques nous permettra de mieux comprendre les relations entre leur développement et l'évolution des bassins sédimentaires sur les marges continentales. Avec des zonations biostratigraphiques détaillées obtenues par des corrélations graphiques ou à l'aide de techniques quantitatives, et en améliorant la datation des roches ignées remontées des puits sous-marins, il sera possible d'établir la géochronologie de ces bassins sédimentaires (Gradstein et al., 1985). On devrait alors pouvoir déterminer clairement les relations entre sédimentologie et développement structural à l'intérieur d'un bassin donné, de même que les relations entre des événements ayant affecté l'ensemble de la marge continentale d'un bassin à l'autre, quoique pour cela, il faudra d'abord mieux comprendre les variations eustatiques du niveau marin observées dans d'autres régions (Haq et al., 1987). Actuellement, il est difficile d'établir les rapports entre des discordances stratigraphiques existant dans le nord de la baie de Baffin et d'autres existant sur la marge continentale au large de la Nouvelle-Écosse, et de les rattacher sans ambiguité à des événements tectoniques locaux ou planétaires.

Des profils de sismique-réflexion profonde nous montrant en coupe des bassins sédimentaires mésozoïques-cénozoïques des Grands Bancs ont révélé, dans un cas, qu'un réflecteur interprété comme la faille limitant le bassin de Jeanne d'Arc à l'ouest s'enfonce de plusieurs dizaines de kilomètres dans la croûte. Sommes-nous en présence d'un phénomène général? La seule façon de s'en assurer est de recueillir d'autres données. Déjà, les données sismiques nous ont donné des indications quant à l'origine des bassins de Jeanne d'Arc et Orphan; on les a combinées à des modèles de distension de la croûte pour tenter de déterminer si ces bassins se sont formés par cisaillement pur ou simple (Keen et de Voogd, sous presse; Lister et al., 1986). Sont-ils reliés, par des failles maîtresses, à des équivalents pouvant se trouver de l'autre côté de l'Atlantique (Tankard et Welsink, 1987)? Un bassin serait-il relié à un autre par le jeu de failles transformantes? Seules des données concernant la croûte dans son entier lèveront le voile sur l'origine des forces responsables de la formation des bassins sédimentaires comme ceux des Grands Bancs, nous éclaireront sur les relations entre le développement des bassins océaniques d'une part, et la structure et la morphologie des marges et de leurs prolongements continentaux d'autre part. Keen et Beaumont (chapitre 9) ont déjà commencé à en recueillir.

La forme des bassins sédimentaires sur la marge continentale de l'Est du Canada est maintenant assez bien connue. Les modèles de développement des bassins qui postulent une distension de la croûte ont réussi à prévoir plusieurs phénomènes, et les techniques de modélisation s'emploient couramment à l'échelle du globe dans l'étude des bassins sédimentaires. Cependant, les parties distales des bassins n'ont pas été échantillonnées, les forages s'étant limités jusqu'à présent à la plate-forme continentale ou au sommet du talus continental. En outre, dans certains bassins sédimentaires, les puits n'ont traversé que le tiers de l'épaisseur totale du bassin. Nul doute que l'exploration géologique des talus continentaux, qui sera entreprise dans les vingt prochaines années, commencera à combler ces lacunes de nos connaissances. L'intérêt économique de ces régions, cependant, reste à démontrer; il se pourrait que les roches mères y soient plus abondantes que sur les plates-formes continentales, mais une disette de roches réservoirs est également possible. L'origine des fluides en surpression dans les bassins n'est pas parfaitement comprise (voir le chapitre 14), malgré des tentatives observations faites dans la région du champ Venture, dans le bassin Néo-Écossais (Mudford, 1988). De vastes occurrences de diapirs évaporitiques ont été relevées dans ce bassin (chapitre 5), mais leur formation et leur distribution n'ont reçu aucune explication générale. Comment, par exemple, la province diapirique du talus s'est-elle formée? Nous n'avons encore que des connaissances élémentaires sur le Cénozoïque de la marge continentale de l'Est du Canada; aucune étude exhaustive n'a été faite des variations du niveau marin, de l'évolution climatique ni de l'évolution des microfossiles, et nous savons peu de chose des champs de microtectite et des changements évolutifs qui lui sont associés (Keller et al., 1987). Nous disposons de données provenant de puits extracôtiers, mais cela ne suffit pas.

Les données recueillies dans le cadre du Programme de sondage des fonds marins mené sur les marges continentales, peuvent apporter des éléments de réponse à certaines questions que soulèvent les bassins sédimentaires. Ce programme, de même que le Deep Sea Drilling Project (projet de forage en eau profonde) qui l'avait précédé, ont permis de répondre à des questions précises, comme l'âge de la séquence d'anomalies magnétiques de la mer du Labrador, la nature et l'âge des réflecteurs sismiques régionaux, les événements paléoclimatiques ayant conduit aux âges glaciaires du Pléistocène, et l'époque où a commencé le transport glaciel dans la mer du Labrador et la baie de Baffin. Le Programme de sondage des fonds marins contribuera, en raison de la portée de ses travaux à l'échelle du globe, à résoudre quelques-unes des énigmes géologiques qui se posent au large de la

côte Est du Canada, par exemple l'évolution cénozoïque des océans méridionaux après la séparation des continents méridionaux de l'Antarctique. La compréhension du développement des océans du monde doit passer par la connaissance des régions polaires des deux hémisphères. De même, l'information de nature générale obtenue dans les parties distales des bassins sédimentaires des marges de divergence peut être appliquée aux bassins de l'Est du Canada. En ce qui concerne les Appalaches, les données recueillies par le Programme de sondage des fonds marins au sujet des processus de subduction s'exerçant sur les marges actives actuelles, comme celle de la Barbade, permettent de construire des modèles capables de mieux rendre compte des collisions survenues au Paléozoïque.

En 1987, une partie du talus et du glacis continentaux au large du banc de Georges ainsi que la partie occidentale de la plate-forme Néo-Écossaise ont été photographiées au moyen de GLORIA, système radar à balayage latéral de longue portée. Nul doute qu'un grand nombre d'images de ce type seront publiées et qu'ensemble, elles fourniront une couverture complète de la marge continentale de l'Est du Canada et des bassins océaniques adjacents. Ces images seront en outre accompagnées de profils sismiques haute résolution qui permettront de mettre en évidence, sans ambiguité, des processus pléistocènes et actuels. Entre temps, l'absence de ces documents limite considérablement l'étude du Quaternaire des marges continentales. De plus, avec des instruments de sismique-réflexion capables d'une précision de moins de 10 cm, on pourrait même étudier la structure des figures sédimentaires du fond marin, peut-être en temps réel, et établir des rapprochements entre ces observations et l'étude des forces agissantes engendrées par les courants de fond.

Les progrès accomplis dans le développement et l'utilisation des submersibles, habités et téléguidés, joueront également un rôle important dans les futures études. La société International Submarine Engineering Ltd. de Port Moody, en Colombie-Britannique, qui est actuellement le premier fabricant de véhicules téléguidés dans le monde, travaillait en 1987 à la construction d'un véhicule téléguidé capable de mettre en oeuvre, à des profondeurs d'eau de 5 000 m, divers systèmes d'enregistrement sous-marin dont un système vidéo qui transmettra au ravitailleur des images d'une qualité comparable à celle obtenue en télédiffusion. Cette innovation devrait faire progresser considérablement notre connaissance des talus, des glacis et des dorsales médio-océaniques.

L'amélioration des techniques d'échantillonnage facilitera l'étude des sédiments. Un des appareils utilisés, le « Long Coring Facility », peut en principe extraire des carottes de 30 m de long (Driscoll, 1981). Il a été essayé la première fois en 1987, depuis le CSS HUDSON, sur la plate-forme Néo-Écossaise; les essais ont alors été concluants. Quelques carottages exécutés à des endroits stratégiques sur la marge et dans les bassins océaniques adjacents aideront à imbriquer l'histoire tertiaire et quaternaire des bassins océaniques dans celle du continent à l'ouest et celle du bassin de l'océan Arctique au nord. Ce n'est que par des percées technologiques de ce genre que l'on peut espérer approfondir la connaissance de ce bassin et des chenaux de l'archipel arctique.

Nous avons maintenant un embryon de modèle capable de rendre compte de la sédimentation quaternaire de la marge continentale de l'Est canadien; ce modèle met en relation les effets de la croissance et de la désagrégation du dernier inlandsis de la glaciation wisconsinienne avec la morphologie et les sédiments (Piper, 1988; voir le chapitre 10). Il semble, par exemple, que les différences de température basale entre les inlandsis du Nord et du Sud soient en mesure d'expliquer pourquoi des canyons sous-marins et des chenaux de mer profonde sont absents dans la baie de Baffin mais présents dans le sud de la région. Cependant, nous ne pouvons expliquer, par des arguments quantitatifs, la profondeur des plates-formes continentales au nord de 48,5°N, et nous ne savons toujours pas à quel moment se sont produites les glaciations sur les plates-formes continentales et quelle en a été l'étendue (Piper, 1988). Les sismologues et sédimentologues n'ont pu déterminer de manière satisfaisante la fréquence de récurrence des séismes de magnitude comparable à celle du tremblement de terre de 1929 au large des Grands Bancs. Outre leur utilité dans la mise en valeur éventuelle des hydrocarbures au large de la côte Est, les informations de ce genre aident à comprendre comment s'est opérée la sédimentation sur des entités géomorphologiques comme le cône Laurentien et la plaine (abyssale) Sohm. Un modèle de sédimentation pléistocène des plates-formes continentales a été établi, qui met en relation les dépôts avec la glace basale des plates-formes glaciaires flottantes ou ancrées; il est vivement contesté. Les nouvelles données obtenues sur l'île de glace canadienne au sujet des processus de sédimentation ayant eu lieu sous la glace de mer au large de l'île Axel Heiberg permettent de vérifier des modèles relatifs aux étages glaciaires (Hein et Mudie, sous presse). L'étude de ces questions serait beaucoup plus facile si l'on pouvait effectuer des observations sous les plates-formes glaciaires de l'Arctique et de l'Antarctique avec des véhicules téléguidés. Des techniques de ce genre aideraient aussi à comprendre les processus de sédimentation qui s'opèrent au niveau des marges glaciaires. À quoi sont attribuables les changements de position des deltas à cet endroit ? Au mouvement des sources sédimentaires ? À des tunnels sous-glaciaires ? Au transport de sédiments sur le delta même ? Quels sont les effets de l'eau évacuée au fond de la mer sous les marges glaciaires ? Des observations faites à bord de véhicules téléguidés pourraient répondre à des questions de ce genre.

De certains types d'observations sur la paléodynamique de la Terre, observations dont nous avons tenté de déduire certains processus, nous sommes passés à une démarche qui met l'accent sur la dynamique actuelle de la planète, c'est-à-dire à l'observation et à la modélisation des processus actuels. Voilà certainement un des thèmes dominants de la recherche géoscientifique, toutes échelles confondues, au cours des prochaines années. Certains domaines d'étude, qui ont été laissés pour compte jusqu'à présent, recevront l'attention qui leur est due. Par exemple, dans l'étude des matériaux constitutifs des plages de l'Est canadien, les sédimentologues se sont beaucoup intéressés aux sables, au détriment des graviers. Or, les travaux de D.L. Forbes corrigent cette injustice. Nous ne savons pas encore quel est le seuil d'entraînement des graviers, c'est-à-dire la force qui doit être exercée au fond marin pour les mettre en mouvement. Nous ignorons ce qui déclenche le développement des grandes plages de gravier dans l'Arctique. À une échelle plus globale, nous avons commencé à relever les contraintes qui s'exercent sur le continent nord-américain et à les imputer à des mécanismes

dont le siège se trouve à l'intérieur de la Terre, mais nous n'avons pas encore trouvé d'explication satisfaisante aux tremblements de terre qui se produisent sur la marge continentale de l'Est du Canada. Certes, des turbidites du cône Laurentien ont été rapportées à un récent tremblement de terre majeur; cependant, il a ne nous a été donné qu'occasionnellement d'observer des courants de densité en temps réel et, pis encore, il ne nous est jamais arrivé d'observer directement une rupture se produire, au front d'un delta par exemple, d'en déterminer la cause et d'en quantifier les résultats. Nous avons commencé à modéliser les interactions des océans et de l'atmosphère, sans toutefois avoir réussi à prévoir avec quelque précision les conséquences d'une élévation de température de 8°C dans l'Arctique.

L'étude des processus passés par l'observation de la Terre actuelle ne produit pas toujours des résultats satisfaisants. Ainsi, l'observation et la modélisation du transport parallèle à la côte et du transport qui s'effectue de la terre ferme vers le large sont actuellement dans un état de confusion totale. La physique de ces mouvements est mal comprise. Il est difficile de mesurer des processus physiques dans un environnement aussi agité. Même les figures sédimentaires de fond ont des effets que l'on ne connaît pas. Force nous est donc de recourir à plusieurs approches différentes pour résoudre des problèmes pratiques. Les problèmes posés par les effets des variations du niveau marin sur le développement des plages réclament une certaine forme d'approche holistique. Est-ce qu'à force de s'étirer, une plage finit par se séparer d'une source d'approvisionnement ? Il ne nous est pas possible de prévoir, avec des principes élémentaires, quel sera l'effet des variations du niveau marin sur la zone côtière sur une période d'un siècle, soit l'échelle à laquelle se mesure la remontée du niveau marin attribuable au réchauffement planétaire. Sur un plan pratique, comparer les côtes de l'Irlande, où le niveau marin est stable depuis quelques millénaires, à la côte Est du Canada, où il s'élève d'environ 40 cm par siècle, est un moyen parmi d'autres que l'on a pour s'attaquer à un problème planétaire urgent. La recherche de placers à l'intérieur et au voisinage des régions côtières va sans doute s'accélérer dans les vingt prochaines années. Actuellement, nous sommes mal outillés pour prévoir l'occurrence de ces gisements; aussi, les moyens utilisés seront-ils passablement pragmatiques. Dans le même ordre d'idées, si des travaux d'exploitation de gîtes minéraux sont envisagés dans une région côtière, il nous faut en prévoir les incidences.

Notre compréhension des processus particuliers au milieu arctique a marqué des points; par exemple, nous comprenons mieux les différences entre les fjords limités par des glaciers de l'île d'Ellesmere et les fjords dominés par les vagues de la Nouvelle-Écosse. Cela dit, plusieurs phénomènes propres à l'Arctique demeurent obscurs. Sous l'effet de la poussée glaciaire, il se crée naturellement des îlots dans l'Arctique; c'est là un phénomène important pour l'industrie des hydrocarbures, qui se construit des îles artificielles pour servir de plates-formes de forage. Les relations entre le pergélisol terrestre et le pergélisol marin dans l'Arctique sont encore mal comprises, sauf dans certaines régions comme sur les côtes de la mer de Beaufort (voir le chapitre 14).

La mer offre un chantier de travail séduisant, certes, mais aussi extrêmement exigeant. Aux géoscientifiques, elle ouvre des perspectives de recherche apparemment inépuisables. Le lecteur aura constaté, à la lecture de ce volume, que l'exploration de la marge continentale et des bassins adjacents de l'Est du Canada exige le déploiement de toutes les ressources que l'étude et l'expérience ont données aux hommes et aux femmes de science de ce siècle.

RÉFÉRENCES

Driscoll, A.H.
1981 : The Long Coring Facility, new techniques in deep ocean coring; v. 81, p. 404-410.

Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Brower, J.C., and Schwarzacher, W.S.
1985 : Quantitative stratigraphy; D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, The Netherlands, 598 p.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R.
1987 : Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic; American Association for the Advancement of Science, v. 235, p. 1156-1167.

Hein, F.J. and Mudie, P.J.
in press : Glacial marine sedimentation, Canadian polar margin north of Axel Heiberg Island; Marine Geology.

Keen, C.E. and de Voogd, B.
in press : The continent-ocean boundary at the rifted margin of eastern Canada : new results from deep seismic reflection studies; Tectonics.

Keen, C.E., Keen, M.J., Nichols, B., Reid, I., Stockmal, G.S., Colman-Sadd, S.P., O'Brien, S.J., Miller, H., Quinlan, G., Williams, H., and Wright, J.
1986 : A deep seismic reflection profile across the northern Appalachians; Geology, v. 14, p.

Keller, G., Herbert, T., Dorsey, R., D'Hordt, S., Johnsson, M., and Chi, W.R.
1987 : Global distributions of late Paleogene hiatuses; Geology, v. 15, p. 199-203.

Lister, G.S., Etheridge, M.A., and Symonds, P.A.
1986 : Detachment faulting and the evolution of passive continental margins; Geology, v. 14, p. 246-250.

Mudford, B.S.
1988 : Modelling the occurrence of overpressures on the Scotian Shelf, offshore eastern Canada; Journal of Geophysical Research, v. 93, p. 7845-7855.

Peddy, C. and Keen, C.E.
1987 : Deep seismic reflection profiling : how far have we come ?; Geophysics : The Leading Edge, v. 6, no. 6, p. 22-26.

Piper, D.J.W.
1988 : DNAG No. 3 : Glaciomarine sedimentation on the continental slope off eastern Canada; Geoscience Canada, v. 15, p. 23-28.

Stockmal, G.S., Colman-Sadd, S.P., Keen, C.E., O'Brien, S.J., and Quinlan, G.
1987 : Collision along an irregular margin : a regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1098-1107.

Tankard, A.M. and Welsink, H.J.
1987 : Extensional tectonics and stratigraphy of Hibernia Oil Field Grand Banks, Newfoundland; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 71, p. 1210-1232.

Adresse de l'auteur

M.J. Keen
Centre géoscientifique de l'Atlantique
Commission géologique du Canada
Institut océanographique Bedford
P.O. Box 1006
Darthmouth, Nova Scotia
B2Y 4A2

APPENDICE

TABLEAU A1

HISTOIRE DE L'EXPLORATION DE LA MARGE CONTINENTALE DE L'EST DU CANADA
compilé par M.J. Keen

Les principales sources de renseignements sont des articles de Drake et al. (1959), Hood (1971), Keen et al. (1971), MacMillan (1973a), Sherwin (1973), Pelletier (1975), Van der Linden et Wade (1975), Tucker (1976) et Keen (1983). D'autres renseignements très utiles ont été tirés de lettres, de manuscrits non publiés et de conversations avec C.L. Drake, A. Jackson, L.H. King, D. Sherwin, J.H. Swift, B. Virtue, C. Yorath et plusieurs autres collaborateurs.

Pour figurer dans le tableau historique ci-dessous, un événement devait remplir une des conditions suivantes : avoir un rapport direct avec la marge continentale de l'Est du Canada, du banc de Georges au détroit de Nares; avoir un rapport indirect, mais faire intervenir des concepts applicables à la marge continentale de l'Est du Canada ou à des activités poursuivies dans cette région; être le premier levé d'une nouvelle campagne d'exploration; marquer une première dans l'application d'un concept global.

Les rédacteurs aimeraient qu'on leur signale toute erreur ou omission grave.

1800-1899

1835 : Des études sont faites sur les invertébrés marins modernes dans l'Est du Canada, quelques-unes en rapport avec des études sur le Pléistocène (fait mentionné dans Whiteaves, 1901).

1849 : Lyell (1849) produit un compte rendu de ses études sur les ichnofossiles et les structures sédimentaires modernes observés sur des vasières de la baie de Fundy, et traite de leurs applications aux roches anciennes.

1856 : J.W. Bailey relève des cendres volcaniques dans des sédiments pélagiques à l'est de Terre-Neuve. Il les interprète comme des sédiments de délestage déposés par des icebergs. Maury suggère, comme plus vraisemblable, un transport par le Gulf Stream à partir des Antilles (Maury, 1859, p. 281 et suivantes).

1858 : La pose du premier câble télégraphique transatlantique reliant la baie Trinity (Terre-Neuve) à Valentia Harbour (Irlande) se termine le 5 août 1858. Partis du milieu de l'Atlantique, deux bateaux à vapeur déploient chacun une moitié de câble dans des directions opposées (Maury, 1859). Le choix du tracé des câbles transatlantiques a d'ailleurs été l'une des premières applications de la géologie des fonds marins et a contribué à l'essor de cette science.

1859 : Maury attribue la formation des bancs submergés situés au large de la Nouvelle-Angleterre à l'accumulation de débris transportés par des icebergs (Maury, 1859; C.L. Drake, communication personnelle, 1986).

1867 : Le percement de tunnels sous la mer, dans les mines du champ houillier de Sydney, dans l'île du Cap-Breton (Nouvelle-Écosse), débute. Ces chantiers sous-marins, qui s'étendent sur près de 7 km vers le large sont parmi les plus anciens et les plus vastes du monde (Hale, chapitre 13 du présent volume).

1868 : Sir William Dawson publie *Acadian Geology*, ouvrage dans lequel il attribue de nombreuses entités pléistocènes des environs de la Nouvelle-Écosse à des variations du niveau marin et aux glaces.

1870 : Kerr (1870) reconnaît une moraine terminale à l'embouchure de la baie Conception (Terre-Neuve).

1873 : Le HMS CHALLENGER produit des profils bathymétriques et prélève des échantillons au fond de l'Atlantique, d'est en ouest; on découvre ainsi la dorsale médio-océanique. Le dragage permet en outre de remonter un gros bloc de granite du fond marin au sud de la Nouvelle-Écosse; c'est le granite de Shelburne (Gossip, 1873).

1878 : Les États-Unis établissent une station d'été à Gloucester (Massachusetts), pour un an. On demande aux pêcheurs d'apporter des échantillons des roches remontées dans leur chalut. C'est ainsi qu'on peut déterminer que les bancs extracôtiers sont un prolongement de la plaine côtière de l'Est des États-Unis (Verrill, 1878; Stephenson, 1936; Sherwin, 1973).

1894 : Upham fait rapport sur des roches prélevées au large de la côte Est. « Les Fishing Banks, écrit-il, doivent donc être l'indice, comme les fjords de nos côtes septentrionales, d'un important soulèvement épirogénique du nord du continent qui a précédé et produit l'époque glaciaire. » (Upham, 1894; C.L. Drake, communication personnelle, 1986).

1895 : Bell observe qu'un delta préglaciaire s'étend au large de l'entrée du détroit d'Hudson (Bell, 1895; McMillan, 1982).

1895 : La Wabana Iron Mines commence l'exploitation d'un gisement d'hématite dans l'est de Terre-Neuve. Au moment de la fermeture de la mine en 1966, les tunnels s'étendaient sur 5 km vers le large, dans la baie Conception (Hale, chapitre 13 du présent volume).

1897 : Tarr décrit les processus de dispersion des sédiments et de remaniement des sédiments du fond marin par la glace de mer et les icebergs, en se fondant sur des études réalisées le long des côtes du nord-est du Canada et de l'ouest du Groenland (Tarr, 1897).

1898 : Formulation initiale du concept des centres et épisodes multiples de glaciation continentale au cours du Pléistocène dans le district de Keewatin et la baie d'Hudson (Tyrell, 1898).

1900-1949

1900 : Prélèvement d'échantillons sur la plate-forme continentale dans le sud-ouest du Groenland (Boeggild, 1900; McMillan, 1973b).

1903 : Première expédition scientifique dans la baie d'Hudson pour y recueillir des échantillons du fond marin (Low, 1906).

1903 : Spencer (1903) décrit la forme et la position de canyons sous-marins au large de la côte Est du Canada et en attribue la formation à un soulèvement continental qui aurait également produit les glaciations pléistocènes. Après lui, Daly (1936) suggérera que ces canyons ont été entaillés par des courants de turbidité.

1912 : Wegener publie d'abord le texte de ses conférences, puis un ouvrage dans lequel il expose sa théorie de la dérive des continents (Wegener, 1915). Snider en 1858, Taylor en 1910 et Baker en 1911 en ont été, chacun à sa façon, les précurseurs (à ce sujet, voir Marvin (1973) et Bullard (1975)).

1924 : Le navire allemand METEOR recueille le premier profil d'échosondage continu du bassin océanique, montrant avec netteté l'échelle des irrégularités du fond océanique (Shepard, 1948). Ces données ont été systématisées par Heezen et al. (1959) dans une synthèse générale sur la morphologie et l'évolution du fond océanique de l'Atlantique Nord.

1924 : Goldthwaite (1924) produit une étude systématique de l'évolution de la géomorphologie de la Nouvelle-Écosse, où il reconnaît notamment la présence de la pénéplaine sommitale et le façonnement de la côte par les glaciers. Johnson (1925) décrit plus en détail la formation de la fameuse côte à drumlins, et King (1972) explique l'origine de la pénéplaine sommitale par la tectonique des plaques (voir également Keen et Beaumont dans le chapitre 9 du présent volume, pour ce qui est des relations entre la physiographie et la géodynamique).

1925 : Dahl signale la présence de fossiles du Tertiaire dans des roches de subsurface au large de la côte Est (Dahl, 1925).

1928 : Année de l'expédition « Marion » de la garde côtière américaine. La bathymétrie de la mer du Labrador et de la baie de Baffin est décrite, et les échantillons sédimentaires recueillis au cours de 27 opérations de dragage caractérisés. La présence répandue de graviers carbonatés est signalée pour la première fois (Ricketts et Trask, 1932).

1929 : Le séisme des Grands Bancs provoque un tsunami qui fait 27 victimes sur la côte sud de Terre-Neuve. Des câbles téléphoniques sont rompus sur le talus continental. Des études géologiques de la région montreront plus tard que le séisme a déclenché un courant de turbidité (voir 1952) (de Smitt, 1932; Doxsee, 1948; Piper et al., 1988).

1931 : On attribue une origine glaciaire au chenal Laurentien (Shepard, 1931).

1934 : Daly (1934) produit une étude systématique des variations post-glaciaires du niveau marin dans la région atlantique du Canada.

1934 : Des scientifiques du Woods Hole Oceanographic Institution entreprennent un échantillonnage géologique du banc de Georges. Ces travaux confirment la présence de sédiments du Crétacé et du Tertiaire (Cushman, 1936; Sherwin, 1973; Stetson, 1936).

1935 : M. Ewing et ses collègues entreprennent des études sismiques de la plaine côtière de l'Atlantique aux États-Unis et, après la Seconde Guerre mondiale, au Canada (Drake et al., 1959).

1936 : Les sédiments reliques de la côte Est des États-Unis sont reconnus (Shepard et Cohee, 1936).

1936 : On attribue à des courants de turbidité la formation des canyons sous-marins (Spencer, 1903; Daly, 1936).

1941 : Bramlette et Bradley observent la dispersion étendue des cendres volcaniques transportées par la glace de mer et reconnaissent des périodes de sédimentation glacio-marine dans l'Atlantique Nord (Bramlette et Bradley, 1941). Les apports glaciels sont quantifiés et associés au dernier cycle glaciaire par Ruddiman (1977).

1943 : Le premier puits est foré au large de la côte Est du Canada par la société Socony Vacuum and City Services dans la baie de Hillsborough à l'Île-du-Prince-Édouard (Hillsborough No. 1 de la Island Development Company). Le forage s'arrêtera en 1945 à une profondeur de 4 479 m, dans du sel du Groupe de Windsor; ce puits est longtemps demeuré le plus profond du Canada (Howie et Cumming, 1963; J.A. Wade, communication personnelle, 1987).

1949 : Le canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique est découvert à l'est de Terre-Neuve, à partir du navire ATLANTIS. Des recherches ultérieures montreront qu'il traverse la mer du Labrador sur toute sa longueur, pour se terminer dans la plaine Sohm (Ewing et al., 1953; Manchester, 1964; Chough et Hesse, 1976).

1950-1959

1950 : Widmer (1950) attribue à une langue glaciaire située dans le détroit de Cabot la formation d'un lac glaciaire dans la baie Placentia, et d'un autre par la suite dans la baie Hermitage (Terre-Neuve). L'origine des terrasses dans cette région n'est pas encore élucidée, mais les boues stratifiées semblent être d'origine marine, et non lacustre (King et Fader, 1985).

1950 : Des scientifiques du Lamont Geological Observatory entreprennent des études de sismique-réfraction au large de la côte Est du Canada. Il ressort de ces travaux que les sédiments de la « plaine côtière » ont une épaisseur comparable à celle des sédiments de la côte du Golfe du Mexique, et qu'ils méritent donc de faire l'objet d'exploration pétrolière et gazière. Des travaux plus récents, en 1960 et 1961, seront réalisés en collaboration avec le Conseil consultatif de recherche sur les pêcheries et les océans et la Nova Scotia Research Foundation (Officer et Ewing, 1954; Drake et al., 1959; C.L. Drake, communication personnelle, 1986).

1950 – 1960 : Des levés du champ magnétique sont réalisés en avion et en bateau par des organismes américains. Ils permettent de découvrir l'« anomalie magnétique de la côte Est » et d'associer la formation de failles de coulissage sur la terre ferme à des variations de la profondeur du socle et à la chaîne de monts sous-marins de la Nouvelle-Angleterre à 40°N (Drake et al., 1963).

1950 : Des levés de sismique-réfraction mettent en évidence l'absence de la croûte « granitique » continentale sous les océans ainsi que la faible épaisseur de la croûte océanique (Ewing et al., 1950).

1951 : Un levé sismique effectué par le Lamont Geological Observatory suggère la présence de roches crétacées et tertiaires sur les Grands Bancs (Press et Beckmann, 1954).

1951 : Marshall Kay publie sa théorie des géosynclinaux. Par exemple, il distingue dans l'orthogéosynclinal appalachien un miogéosynclinal non volcanique interne et un eugéosynclinal externe, qui aurait été soumis à une activité volcanique importante et à une subsidence. La théorie de Kay aura une forte influence pendant de nombreuses années (Kay, 1951; Drake et al., 1959; Williams, 1964).

1952 : Il est démontré que le séisme des Grands Bancs survenu en 1929 a engendré un courant de turbidité, et les études entreprises appuient l'hypothèse de Kuenen sur l'origine des turbidites (Kuenen, 1950; Heezen et Ewing, 1952; Heezen et Drake, 1964).

1955 : La Commission géologique du Canada exécute l'« Opération Franklin » dans l'archipel arctique. Les données géologiques publiées par la Commission ont permis à l'industrie de découvrir de nombreux pièges d'hydrocarbures potentiels dans une zone qui n'avait pas été explorée auparavant (Fortier et al., 1963). Quelques années plus tard, après l'entrée en vigueur de règlements fédéraux, des permis d'ex-

ploration ont été accordés à des sociétés (Association pétrolière du Canada, communication personnelle, 1986).

1956 : L'Observatoire fédéral entreprend des levés de sismique-réfraction dans le golfe du Saint-Laurent, en vue de déterminer si la forme circulaire du golfe au sud indique une origine météoritique. Il sera finalement établi que ce n'est pas le cas (Willmore et Scheidegger, 1956).

1956 : Il est suggéré que les chenaux interinsulaires de l'Arctique sont l'héritage d'un réseau hydrographique du Tertiaire (Fortier et Morley, 1956). L'idée qu'ils ont par la suite été creusés par des glaciers sera formulée plus tard (Pelletier, 1962, 1966). La géomorphologie fluviale des chenaux interinsulaires sera confirmée par l'analyse de cartes bathymétriques détaillées en 1975 (Bornhold et al., 1976).

1957 : Des rides de plage sont observées sur le talus continental, et le sous-courant occidental côtier de l'Atlantique Nord découvert. La marge continentale est façonnée par des courants géostrophiques persistants et des courants de turbidité intermittents (Elmendorf et Heezen, 1957; Swallow et Worthington, 1957; Heezen et al., 1959).

1958 : Des levés aéromagnétiques sont entrepris au large de la côte Est du Canada par la Commission géologique du Canada (Hood, 1971; Keen, 1983).

1958 : L'Étude du plateau continental polaire (EPCP) est mise sur pied à l'initiative du comité consultatif du développement du Nord du ministère des Affaires indiennes et du Nord, pour remédier au manque de ressources scientifiques dans cette région. L'EPCP est intégrée au ministère des Mines et des Relevés techniques (G. Hobson, communication personnelle, 1987).

1958 : La Mobil Oil Canada demande des permis d'exploration pour une superficie de 445 000 hectares sur l'île de Sable et autour, incluant la zone qui deviendra le champ Venture. Le gouvernement de la Nouvelle-Écosse accorde des permis provinciaux en 1959, et le gouvernement du Canada des permis fédéraux en 1960. La société entreprend en 1959 des levés aéromagnétiques (l'Association pétrolière du Canada, communication personnelle, 1986; D.F. Sherwin, communication personnelle, 1986).

1959 : La Commission géologique du Canada entreprend des levés magnétiques en mer, en collaboration avec le Service hydrographique du Canada. Cette collaboration débouchera sur des « levés pluridisciplinaires » conjoints qui débuteront en 1964 et dans lesquels seront intégrés gravimétrie, levés magnétiques et bathymétrie (Bower, 1961; Blandford, 1964; Hood, 1964; Keen, 1983).

1959 : Des ossements et des dents de mammifères du Pléistocène sont dragués sur la plate-forme continentale au large du New Jersey; on en conclut que le niveau marin était plus bas au Pléistocène et que, par conséquent, la ligne de rivage se trouvait à l'est de sa position actuelle (Richards, 1959).

1959 : La marge continentale de l'Est de l'Amérique du Nord est comparée au miogéosynclinal et à l'eugéosynclinal des Appalaches. L'interprétation des données géophysiques, notamment des profils de sismique-réfraction, laisse supposer que la marge est composée de deux bassins sédimentaires, l'un externe et l'autre interne; de la comparaison avec les Appalaches il ressort que la marge serait transformée en une chaîne de montagnes si l'épaisseur de la croûte sous le « bassin externe » (la dépression eugéosynclinale) augmentait et si les sédiments du « bassin interne » (dépression miéogéosynclinale) étaient affectés par des plissements et chevauchements (Kay, 1951; Drake et al., 1959).

1960-1969

1960 : L'industrie amorce des travaux de prospection sismique au large de la côte Est du Canada, lorsque la Geophysical Services Incorporated exécute un levé sismique pour la Mobil, dans la région de l'île de Sable (Roth, 1983).

1960 : Grâce aux efforts de F.R. Hayes, l'Institut d'océanographie de l'Université Dalhousie à Halifax (Nouvelle-Écosse) voit le jour; il est financé par le Conseil national de recherches du Canada. Les activités géophysiques seront dirigées par J.E. Blanchard (Keen, 1983).

1960 – 1970 : Le Conseil consultatif de recherche sur les pêcheries et les océans réalise des études sur les sédiments du golfe du Saint-Laurent et leur géochimie (Loring, 1975).

1960 : D. Bower exécute les premières observations gravimétriques en mer au Canada, à bord du USS ARCHERFISH (Commission géologique du Canada, 1986).

1961 : Publication de la théorie de l'expansion des fonds marins, qui explique la création et la destruction des fonds océaniques et la dérive des continents (Dietz, 1961; Hess, 1962).

1961 : Carey et Ahmad (1961) proposent un modèle de sédimentation glaciomarine qui servira de base à de nombreuses études de la sédimentation glaciomarine du Pléistocène au large de la côte Est du Canada (King et Fader, 1985).

1961 : Des scientifiques du Lamont Geological Observatory publient le premier relevé systématique de la lithologie et de la biostratigraphie des sédiments pélagiques au large de la côte sud-est du Canada; ils mettent en évidence les variations considérables de la sédimentation pendant la glaciation (Ericson et al., 1961).

1961 : Le premier puits d'exploration de l'archipel arctique, le Winter Harbour No. 1 A-09 de Dome et ses partenaires, est foré dans l'île Melville jusqu'à une profondeur de 3 823 m. Des traces d'huile sont relevées à 320 m dans des hydrates de la Formation de Hecla Bay (Association pétrolière du Canada, communication personnelle, 1986; J.A. Wade, communication personnelle, 1987).

1961 : Des observations du champ magnétique effectuées par la Commission géologique du Canada dans la baie d'Hudson au moyen d'un magnétomètre marin indiquent la présence d'une épaisse couverture sédimentaire, dont la carte sera ensuite établie au moyen de levés sismiques à faible profondeur. La première carte sédimentologique de la baie est produite (Hood, 1964; Leslie, 1964; Grant, 1968).

1962 : Le périmètre d'essai gravimétrique de Halifax est établi par des mesures de la gravimétrie du fond (Goodacre, 1964).

1962 : Des permis d'exploration dans la baie d'Hudson sont octroyés à la société Sogepet. Une demande plus importante sera faite en 1964 par la société Aquitaine et ses partenaires, pour une superficie de 20 millions d'hectares. Dans les années 40 et 50, des sociétés avaient obtenu des droits d'exploration dans la baie d'Hudson, mais leurs permis leur avaient été retirés sans que des travaux d'exploration aient pu être accomplis (Association pétrolière du Canada, communication personnelle, 1986; D.F. Sherwin, communication personnelle, 1986).

1962 : Des levés de sismique-réfraction permettent aux chercheurs de l'Université Dalhousie d'estimer l'épaisseur de la croûte continentale au large de la Nouvelle-Écosse. Il s'agit de la première d'une série d'études exécutées par le groupe mis sur pied par J.E. Blanchard (Barrett et al., 1964; G.N. Ewing et al. 1966).

1962 : L'Institut océanographique Bedford, à Dartmouth (Nouvelle-Écosse) est fondé par le gouvernement du Canada, et un important programme de recherche scientifique marine est amorcé au large de la côte Est.

1962 : Des études géologiques sont effectuées par le Wood's Hole Oceanographic Institution sur la marge continentale de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve et dans le golfe du Maine. Elles révèlent la présence

d'un complexe de crêtes peu profondes sur le talus continental. Cette découverte est alors associée à une « crête linéaire complexe de roches cristallines » se trouvant à plus grande profondeur (Emery et al., 1970), mais des études ultérieures montreront que ces crêtes se sont formées à partir de structures salifères diapiriques (Jansa et Wade, 1975a).

1963 : Publication du volume III de « The Sea », qui fait la synthèse des connaissances de l'époque sur la géologie et la géophysique marines (Hill, 1963).

1963 : Des anomalies magnétiques relevées dans des bassins océaniques sont interprétées comme étant rattachées à des inversions du champ magnétique terrestre, ce qui est un argument de plus en faveur de l'hypothèse de l'expansion des fonds océaniques formulée par Hess et Dietz (Ménard, 1986; Morley et Larochelle, 1964; Vine et Matthews, 1963).

1963 : La présence d'une dorsale médio-océanique inactive sous la mer du Labrador est posée en hypothèse; des levés de sismique-réflexion effectués en 1961 le confirment. La théorie de Wegener selon laquelle le détroit de Nares correspond à une faille importante est également reprise (Drake et al., 1963; Wilson, 1963).

1963 : Des travaux de géophysique sont exécutés pour la première fois dans la baie de Baffin et le détroit de Nares, à bord des navires CCGS LABRADOR et CSS BAFFIN. De ces travaux découlent plusieurs hypothèses, notamment que les basaltes tertiaires du Groenland occidental s'étendent au large des côtes et que le détroit de Cumberland est un graben limité par des failles. Ces deux hypothèses seront vérifiées par la suite (Manchester, 1964).

1963 : L'Établissement national d'aéronautique et la Commission géologique du Canada entreprennent des levés aéromagnétiques de la mer du Labrador et de la baie de Baffin. Ces levés ont permis d'estimer l'épaisseur des sédiments des plates-formes continentales de ces régions (Godby et al., 1966; Hood, 1971).

1963 : Shell Canada Ltée acquiert environ 8 millions d'hectares sur la plate-forme Néo-Écossaise.

1963 : La baie de Fundy, où l'on observe les plus fortes marées au monde, est le théâtre d'études sédimentologiques en milieu interdidal. Cette année-là est établie la zonation des sédiments interdidaux de la baie de Fundy (Klein, 1963). Plusieurs projets sont mis de l'avant pour la construction de centrales marémotrices sur la baie; ceux qui seront présentés en 1969 donneront lieu à de nombreuses études sédimentologiques et écologiques (Pelletier et McMullen, 1972; Dalrymple et al., 1975; Amos et Long, 1980; McCann, 1980).

1964 : B.R. Pelletier lance la publication *Maritime Sediments*, qui fait le point sur les études de reconnaissance en géologie marine dans les provinces de l'Atlantique.

1964 : Il est établi que les Appalaches à Terre-Neuve sont constituées d'une zone mobile centrale, flanquée de chaque côté par des roches précambriennes. La publication d'une carte géologique moderne de Terre-Neuve permet de développer ce concept (Williams, 1964 et 1967).

1964 : Des échantillons sont recueillis par des plongeurs sur les hauts fonds Virgin, à 200 km au sud-est de St. John's (Terre-Neuve), en particulier des quartzites semblables à ceux du Groupe de Conception (Précambrien) à Terre-Neuve. Une plaque est mise en place, revendiquant pour Terre-Neuve la zone extracôtière (Lilly, 1965).

1964 : L'anomalie gravimétrique Orpheus est découverte. Des forages ultérieurs montreront que cette anomalie délimite un graben du Trias (Loncarevic et Ewing, 1967; King et MacLean, 1970a).

1964 : La Pan American Petroleum Corporation (maintenant Amoco) se porte acquéreur de 12,7 millions d'hectares englobant la majeure partie des Grands Bancs (D.F. Sherwin, communication personnelle, 1986; J.H. Swift, communication personnelle, 1986).

1965 : La Mobil Oil fait l'acquisition de 5,4 millions d'hectares sur les Grands Bancs, notamment ce qui deviendra le champ Hibernia (D.F. Sherwin, communication personnelle, 1986).

1965 : Des carottages peu profonds sont exécutés, au nombre de 64 sur les Grands Bancs (Pan American-Imperial), de 2 sur la plate-forme Néo-Écossaise (Mobil) et de 6 dans le golfe du Saint-Laurent (Pan American-Hydro Québec). Les forages sur les Grands Bancs confirment la présence de sédiments crétacés et tertiaires. Le navire utilisé à cette fin est le CALDRILL, qui, au cours de la même saison, fore 6 sondages aux États-Unis dans le cadre du programme JOIDES. Ces forages font partie d'un programme préalable au Deep Sea Drilling Project (projet de forage en eau profonde) (Magnusson, 1965; Sherwin, 1973).

1965 : La Geophysical Services Incorporated recueille, pour le compte de la Richfield Oil Corp., des données sismiques multicanal dans la baie d'Hudson; des universités et des organismes gouvernementaux du Canada exécutent des études en géologie du substratum et de surface et des études sur la structure de la croûte (Pelletier et al., 1968; Ruffman, 1969).

1966 : Il est démontré que les Appalaches ont été formées au Paléozoïque par l'ouverture et la fermeture d'un océan primitif, l'Iapetus, ce qui permet de définir le cycle de Wilson (Wilson, 1966).

1966 : Des études sismiques révèlent que, de Terre-Neuve, les Appalaches se prolongent vers le large, et que leur configuration à deux côtés se reflète dans leur structure profonde (Ewing et al., 1966; Sheridan et Drake, 1968; Williams et al., 1970).

1966 : Un dôme de sel perçant est découvert dans la subsurface des Grands Bancs et traversé par le premier puits d'exploration, le A-1 Tors Cove D-52 de Pan Am et Imperial. Un indice de gaz mineur est détecté dans la roche couverture du dôme de sel; c'est la première indication de la présence d'hydrocarbures au large des côtes du Canada (McMillan, 1982; J.H. Swift, communication personnelle, 1986).

1966 : Un profil de sismique-réflexion montre que les chenaux marginaux du Labrador séparent des roches cristallines du bouclier précambrien de roches sédimentaires. Il ne permet pas de déterminer si les chenaux résultent de la formation de failles, de l'érosion glaciaire, ou des deux. Ce profil de sismique-réflexion indique en outre qu'un biseau sédimentaire, dont l'âge est alors indéterminé, est présent dans la subsurface de la plate-forme du Labrador, du côté mer des chenaux. Ces idées seront plus tard développées (Holtedahl, 1950; Grant, 1966 et 1972; Mayhew et al., 1970).

1966 : La French Petroleum Company of Canada, l'Amerada et la Tenneco font l'acquisition de 6,5 millions d'hectares au large du Labrador (D.F. Sherwin, communication personnelle, 1986).

1967 : La Mobil fore le premier puits de l'île de Sable, le Sable Island No. 1 (C-67) jusqu'à une profondeur de 4 604 m. On y relève des indices de gaz et des traces de pétrole léger. Le coût du forage s'élève à 3 millions de dollars (Mobil, 1968; Appleton, 1983).

1967 : Découverte de tourbe d'eau douce sur la plate-forme continentale au large de la côte Est de l'Amérique du Nord; c'est donc dire que « des prairies et des forêts recouvraient autrefois la plate-forme » (Emery et al., 1967).

1967 : Formulation de la théorie de la tectonique des plaques (McKenzie et Parker, 1967; Morgan, 1968).

1967 : King utilise les caractéristiques des réflexions acoustiques pour différencier des faciès sédimentaires superficiels. Cette méthode est aujourd'hui largement utilisée dans la cartographie géologique du fond marin (King, 1967).

1968 : Lancement du Deep Sea Drilling Project (projet de forage en eau profonde) (Ewing et al., 1969).

1968 : D.J. Stanley et ses collègues étudient les processus sédimentologiques qui ont cours dans le Northwest Arm à Halifax (Stanley, 1968). C'est le début d'une série d'études modernes sur l'évolution sédimentologique et géologique des fjords de l'Est du Canada où les vagues exercent une action dominante (Piper et al., 1983).

1968 : Pour la première fois, un submersible est utilisé pour effectuer des travaux de recherche et de cartographie géologiques au large des côtes du Canada. Le submersible PISCES-1, de la société Hydrodynamics International, monté sur le CCGS LABRADOR, plonge à divers endroits dans l'archipel arctique (Pelletier, 1968).

1968 : La Matachewan Canadian Gold Limited, à la recherche d'or alluvionnaire, réalise un levé sur la partie interne de la plate-forme Néo-Écossaise, qui comprend des analyses géophysiques et un échantillonnage du fond. Trois gisements d'or sont découverts, et on construit alors le SEA GOLD, le premier et le seul dragueur d'or qui sera utilisé au large des côtes canadiennes. La société ne mettra pas en valeur de gisements aurifères commerciaux, mais fera la découverte et l'exploitation de plusieurs gros bancs de palourdes (Libby, 1969).

1969 : Une usine d'extraction de l'hydroxyde de magnésium de l'eau de mer est construite à Aguathuna, dans le sud-ouest de Terre-Neuve. Aux prises avec des difficultés opérationnelles et financières, elle ne sera jamais exploitée commercialement (Gormley, 1969; Hale, chapitre 13 du présent volume).

1969 : La théorie de la tectonique des plaques est appliquée à la formation des Appalaches. Dans les années qui suivront, on tentera d'établir des relations entre les Appalaches et les Calédonides (Dewey, 1969; Haworth, 1981).

1969 : L'anomalie magnétique de la côte Est, est interprétée comme un effet de bordure entre la croûte continentale et la croûte océanique (Keen, 1969).

1969 : Une granodiorite précambrienne est prélevée par forage au diamant au bonnet Flamand; on en déduit que ce haut-fond est un fragment de croûte continentale (Pelletier, 1971).

1969 : L'« Admiral's Finger », structure semblabe à un pingo, est découvert au cours d'une expédition du CCGS JOHN A. MACDONLAD. Dans la foulée de cette découverte, des études seront effectuées dans la mer de Beaufort en 1970, à bord du CSS BAFFIN; on découvrira alors 78 entités de ce genre, la moins profonde recouverte d'à peine 15,4 m d'eau (Shearer et al., 1971).

1969 : Des levés effectués pour le compte de la United States Naval Oceanographic Office mettent au jour ce qui pourrait être des structures salifères perçantes dans le glacis continental, au sud-ouest des Grands Bancs (Watson et Johnson, 1970; Sherwin, 1973).

1969 : L'industrie réalise des travaux sismiques dans la baie de Fundy (Appleton, 1983).

1969 : Le puits Onondaga E-84 de Shell est foré au sud de l'île de Sable; les données suggèrent la présence de quantités importantes de gaz (Grant et al., 1986b).

1969 : Forage du puits Walrus A-71 d'Aquitaine et ses partenaires, le premier dans la baie d'Hudson.

1969 : La Panarctic fait une découverte de gaz à la pointe Drake dans l'île Melville de l'archipel arctique.

1969 : Le pétrolier américain S.S. MANHATTAN, escorté du brise-glaces canadien CCGS JOHN A. MACDONALD traverse le passage du Nord-Ouest pour vérifier la possibilité de transporter du pétrole vers l'est par cette route.

1970-1979

1970 : Le Gouvernement du Canada promulgue la Loi sur la prévention de la pollution des eaux arctiques, qui découle de l'expédition du S.S. MANHATTAN.

1970 : Le 4 février, le pétrolier ARROW échoue dans la baie de Chedabucto (Nouvelle-Écosse); le pétrole déversé pollue les plages et cause des dommages aux habitats. Des études pluridisciplinaires entreprises par la suite permettront de mieux connaître cette zone et d'autres régions côtières (Atlantic Oceanographic Laboratory, 1970; Buckley et al., 1974; Owens et al., 1977; Vilks et Krauel, 1982).

1970 : Des dépressions coniques (pockmarks) sont observées pour la première fois dans les sédiments de la plate-forme Néo-Écossaise. Ce type de structure acquiert une grande importance en géologie appliquée dans la mer du Nord (King et MacLean, 1970b).

1970 : Parcours 12 du Deep Sea Drilling Project. Des sondages sont pratiqués dans la mer du Labrador et sur le dôme Orphan, au nord-est de Terre-Neuve. Ces sondages permettent de confirmer l'origine continentale du haut-fond et de dater l'ouverture de la mer du Labrador (Grant, 1972; Laughton et al., 1972). Les données recueillies suggèrent un âge de 3 Ma pour le début de la principale glaciation de l'hémisphère Nord (Berggren, 1972).

1970 : Le CSS HUDSON est le premier navire à réaliser la circumnavigation des Amériques. Cette expédition mettra en évidence l'anisotropie du manteau océanique dans l'est du Pacifique et conduira à des découvertes dans la mer de Beaufort et la baie de Baffin.

1970 : Le sonar à balayage latéral met en évidence le phénomène de l'affouillement du fond marin par la glace de mer dans la mer de Beaufort. On découvre de la glace de sol dans des carottes de sédiments (Arctic Petroleum Operators' Association, 1971; Shearer, 1971; Yorath et al., 1971; MacKay, 1972). L'intervalle des profondeurs d'eau dans lequel sont distribuées les marques d'affouillement par la glace est interprété comme le résultat, sur une longue période, des interactions entre la glace et le fond marin et d'une élévation du niveau marin relatif. Les marques d'affouillement par la glace seront par la suite caractérisées numériquement, et leur fréquence de formation et leur profondeur calculées en fonction des processus sédimentaires liés aux variations du niveau marin (Lewis, 1978).

1970 : Des travaux géophysiques réalisés à bord des navires CSS HUDSON et CSS DAWSON établissent la présence de sédiments épais dans le nord de la baie de Baffin et dans la baie de Melville. On apprend en outre que les basaltes du Groenland occidental se prolongent vers le large sur une grande distance et que la baie de Baffin renferme une croûte océanique (Barrett et al., 1971; Keen et al., 1972).

1970 : Des données géologiques permettent de bien documenter les variations du niveau marin dans la région atlantique du Canada durant l'Holocène; ces variations sont importantes pour l'élaboration de modèles de glaciation et de déglaciation pléistocènes (Grant, 1970). Les techniques d'analyse modernes employées dans l'étude des charges exercées sur la croûte terrestre seront ensuite appliquées avec succès à l'étude des variations du niveau marin relatif associées à la déglaciation et serviront à établir des distinctions entre divers modèles géologiques (Quinlan et Beaumont, 1981).

1970 : La société Kenting Limited lance le programme « Polarquest » dans l'archipel arctique, dans le cadre d'une série d'études visant à explorer les eaux septentrionales pour l'industrie du pétrole et du gaz.

1970 : Publication de la première d'une série de cartes de la géologie des formations en surface des régions extracôtières du Canada, couvrant la région de Halifax-île de Sable. L'étude des sédiments de surface aide désormais à résoudre des problèmes de conception technique et contribue à l'étude

de la géologie du Pléistocène. Le « Silt d'Emerald », par exemple, forme un stratotype important dans le Wisconsinien de la région atlantique du Canada (King, 1970, MacLean et King, 1971).

1970 : La Sidbec Limitée étudie les sables ferrifères près de la rivière Natashquan, dans le nord du golfe du Saint-Laurent, afin de déterminer s'ils peuvent constituer une source de fer pour la fabrication de l'acier (Hale, chapitre 13, du présent volume).

1971 : Production d'une des premières synthèses régionales de la géologie superficielle de la plate-forme interne; celle-ci porte sur le détroit de Northumberland, (Kranck, 1971). Elle sera suivie d'une étude globale de la partie interne de la plate-forme Néo-Écossaise au sud de la Nouvelle-Écosse (Piper et al., 1986).

1971 : La plate-forme continentale de l'île de Baffin est soumise pour la première fois à une étude systématique; les principales unités géologiques sont définies par des méthodes géophysiques. Ce travail sera étendu à d'autres régions, et un carottage sera exécuté (Grant, 1975; MacLean et al., 1982).

1971 : On distingue deux épisodes dans l'ouverture de la mer du Labrador, le premier du Crétacé tardif au Paléocène, et le second du Paléocène à l'Éocène. Des travaux ultérieurs apporteront des précisions à ce sujet (Le Pichon et al., 1971; Hyndman, 1973; Srivastava, 1978).

1971 : Le puits Leif E-38 de Tenneco et ses partenaires est le premier à être foré sur la plate-forme du Labrador; sa profondeur totale atteint 1 084 m (McMillan, 1982).

1971 : L'Amoco et la Compagnie Pétrolière Impériale reprennent le forage sur les Grands Bancs et forent le premier puits au nord, le Murre G-67 (Amoco, 1972 et 1973).

1971 : Découverte du premier gisement de pétrole d'importance dans l'Atlantique, dans le puits Sable Island E-48 de Mobil-Tetco. Du gaz, du condensat et du pétrole sont récupérés durant l'essai de 21 zones réparties sur un intervalle de 970 m. À la fin du forage, le potentiel du puits est estimé à 457,7 m/d de pétrole et de 36,8 millions de mètres cubes de gaz provenant d'un intervalle de 1,5 m dans la Formation de Logan Canyon (Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada, 1985a; Grant et al., 1986b).

1972 : Création du Centre géoscientifique de l'Atlantique, division de la Commission géologique du Canada, à l'Institut océanographique Bedford, à Dartmouth (Nouvelle-Écosse). Le CGA exécute, pour la Commission, des études géologiques et géophysiques au large de la côte Est du Canada.

1972 : Stanley et ses collègues élaborent un modèle décrivant la sédimentation de la marge continentale de la Nouvelle-Écosse, ce qui marque peut-être le début des études modernes sur les sédiments pélagiques de cette région (Stanley et al., 1972).

1972 : Les premières mesures du flux thermique faites dans la mer du Labrador et la baie de Baffin donnent des valeurs « normales », ce qui confirme que l'expansion des fonds océaniques est actuellement au point mort dans cette région (Pye et Hyndman, 1972).

1972 : Des découvertes d'hydrocarbures sont faites à deux endroits sur la plate-forme Néo-Écossaise. Du pétrole et du gaz sont découverts au puits Primrose N-50 de Shell et du gaz et du condensat au puits Thebaud P-84 de Mobil-Tetco (Grant et al., 1986b).

1972 : Publication de la première étude lithostratigraphique définitive de la région extracôtière de l'Est du Canada; elle porte sur la plate-forme Néo-Écossaise (McIver, 1972). D'autres études suivront au cours des années suivantes (Amoco Canada et Imperial Oil Ltd., 1973; Jansa et Wade, 1975a; Given, 1977).

1972 : Au cours de l'été et de l'hiver, est construite dans la mer de Beaufort la première île artificielle; la Compagnie Pétrolière Impériale y forera le puits Immerk B-48 durant l'été et l'hiver de 1973-1974 (Croasdale et Marcellus, 1978).

1973 : Le gouvernement du Canada publie ses premières estimations des ressources en hydrocarbures du pays, celles de l'industrie ayant été contestées. Il en produira de façon assez régulière (Énergie, Mines et Ressources Canada, 1973).

1973 : Le puits Adolphus 2-K-41 de Mobil-Gulf est le premier à produire du pétrole dans le bassin de Jeanne d'Arc (McMillan, 1982; Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada, 1985a).

1973 : Il est postulé que le détroit de Davis est un point chaud; cette hypothèse sera ultérieurement appuyée par des données géochimiques (Hyndman, 1973; Keen et Clarke, 1974).

1974 : Des sillons creusés par des icebergs sont relevés d'abord sur la plate-forme continentale au nord-est de Terre-Neuve, puis sur la plate-forme Néo-Écossaise et les plates-formes septentrionales. Des sillons résiduels seront relevés en 1976 (Harris et Jollymore, 1974; King, 1976; King et MacLean, 1976; Lewis et al., 1980).

1974 : Première découverte de pétrole dans l'archipel arctique, grâce au puits Bent Horn N-72 de la Panarctic et ses partenaires (D.F. Sherwin, communication personnelle, 1986).

1974 : Première découverte de pétrole et de gaz dans la mer de Beaufort, grâce au puits Adgo F-28 de la Compagnie Pétrolière Impériale (D.F. Sherwin, communication personnelle, 1986).

1974 : L'industrie interrompt ses activités d'exploration dans le sud des Grands Bancs, faute de données concluantes (Appleton, 1983).

1974 : Publication de la première étude biostratigraphique importante de la région extracôtière de l'Est du Canada; elle sera suivie de nombreuses autres (Williams, 1974; Gradstein et al., 1975; Ascoli, 1976).

1975 : La Commission géologique du Canada publie un ouvrage en deux volumes sur la géologie extracôtière de l'Est du Canada, qui résume les connaissances de l'époque sur la géologie et la géophysique de la zone extracôtière (Pelletier, 1975; Van der Linden et Wade, 1975).

1975 : Pour la première fois, des similitudes sont mises en évidence entre l'évolution de la marge continentale de la Nouvelle-Écosse et celle de la marge continentale du Maroc durant le Mésozoïque (Bhat et al., 1975; Jansa et Wade, 1975b).

1975 : Le premier colloque international sur les foraminifères benthoniques, « Benthonics 75 », se tient à Halifax en août. Les actes de cette conférence constituent une synthèse sur l'écologie et la biologie des foraminifères récents des plates-formes continentales, de même que sur la paléoécologie et la biostratigraphie de leurs équivalents fossiles (Ascoli, 1976; Schafer et Pelletier, 1976).

1975 : Les préoccupations croissantes suscitées par la protection des plages donnent lieu à une étude détaillée sur la formation des plages, leur réaction à l'extraction des agrégats et leur réglementation en Nouvelle-Écosse (Bowen, 1975). La prédominance de plages de gravier dans la région, les processus qui leur sont propres et les effets persistants de la glaciation pléistocène sur la formation des plages dans l'Atlantique ne seront explicitement reconnus que plusieurs années plus tard (Forbes et Taylor, 1987).

1975 : Des bandes et inversions magnétiques sont découvertes dans la zone de calme magnétique au large de la Nouvelle-Écosse (Barrett et Keen, 1975).

1975 : Le puits Chinampas N-37 de Mobil-Gulf est le premier à être foré dans la baie de Fundy; il atteindra une profondeur de 3 661 mètres sans toutefois conduire à une découverte (Appleton, 1983).

1975 : Publication de la première carte du substratum rocheux d'une région extracôtière canadienne (King et MacLean, 1976).

1975 : Le Huntec Deep-Tow, système sismique haute résolution remorqué en profondeur, est utilisé pour la première fois. Il marque un progrès important dans la capacité de cartographier les sédiments superficiels dans les zones extracôtières de l'Est du Canada et ailleurs (Hutchins et al., 1976).

1976 : Une tache d'huile attribuée à un suintement naturel est découverte au large de l'inlet Scott, dans l'île de Baffin; cette hypothèse sera confirmée par des échantillons prélevés à partir du submersible PISCES IV en 1986 (Loncarevic et Falconer, 1977; MacLean et al., 1981; Grant et al., 1986b).

1976 : Une usine d'extraction d'eau lourde est construite à Glace Bay (Nouvelle-Écosse). Elle fermera ses portes en 1985, en raison de la chute de la demande (Hale, chapitre 13 du présent volume).

1977 : Établissement des premiers profils de sismique-réflexion entre le sud-est du Groenland et le Labrador (Hinz et al., 1979).

1977 : Un forage effectué au large de l'île du Cap-Breton (Nouvelle-Écosse) permet de déterminer les réserves de charbon dans le bloc Donkin du champ houiller de Sydney (Hacquebard, 1979).

1977 : Première de trois expéditions utilisant le système de balayage latéral de longue portée GLORIA sur la marge continentale de l'Est du Canada est réalisée. Des profils sont établis sur le talus continental entre la région de l'île de Sable et le dôme Orphan, de même que le long d'une ligne s'étendant jusque dans le sud du Groenland (Parson et al., 1984).

1978 : Des études de la palynologie moderne montrent que la déglaciation de la plate-forme du Labrador a été précoce, contrairement à ce qui est suggéré dans le programme CLIMAP (Vilks et Mudie, 1978). Des synthèses sur la géologie quaternaire de la plate-forme continentale du Labrador et des zones plus profondes seront publiées plus tard (Aksu et Mudie, 1985; Josenhans et al., 1986).

1978 : McKenzie attribue à un étirement lithosphérique la formation des marges de divergence (McKenzie, 1978).

1978 : Un premier puits est foré sur le talus continental de la Nouvelle-Écosse; il s'agit du puits Acadia K-62 de la Chevron et ses partenaires, foré par des fonds de 866 m jusqu'à une profondeur totale de 5 287 m (Chevron et al., 1980).

1978 : Des récifs jurassiques situés dans la subsurface de la plate-forme Néo-Écossaise sont décrits par Eliuk (1978).

1979 : Le 15 mars, un accident sectionne en deux le pétrolier KURDISTAN; son pétrole se répand sur les rives de la Nouvelle-Écosse.

1979 : Des études sur la géochimie des hydrocarbures sont réalisées dans le cadre de l'exploration des régions extracôtières de l'Est du Canada, (Bujak et al., 1977; Powell et Snowdon, 1979; Rashid et al., 1980; Swift et Williams, 1980).

1979 : Un puits est foré dans des eaux très profondes, (1 486 m) au nord-est de Terre-Neuve; il s'agit du Blue H-28 de Texaco, Shell et leurs partenaires, qui atteint une profondeur totale de 6 103 m. Les résultats sont toutefois décevants (Texaco, 1981).

1979 : Élaboration du premier modèle d'évolution des marges de la côte Est du Canada fondé sur un étirement de la lithosphère. Il prévoit l'état de maturation thermique des sédiments (Keen, 1979).

1979 : Publication des résultats de la zonation et de la corrélation de 67 puits forés au large de la côte Est, à partir des spores, des pollens et des dinoflagellés (Barss et al., 1979).

1979 : Le puits Venture D-23 de la Mobil livre les premiers indices de la présence de réserves de gaz et de condensat pouvant présenter un intérêt commercial dans l'Atlantique. Ce puits doit son importance au fait qu'il a permis d'établir la présence de réserves considérables d'hydrocarbures dans une section à surpression élevée (Grand et al., 1986b).

1979 : Le puits Hibernia P-15 de Chevron et ses partenaires permet d'établir le potentiel en ressources pétrolières du bassin de Jeanne d'Arc. Des études antérieures avaient attiré l'attention sur le potentiel de la partie orientale des Grands Bancs (Énergie, Mines et Ressources, 1973; Bujak et al., 1977).

1979 : Forage des premiers puits d'exploration au large de la côte sud-est de l'île de Baffin : le puits Gjoa G-37 d'Esso H.B.O.G. jusqu'à une profondeur totale de 3 598 m et le puits Hekja 0-71 d'Aquitaine et ses partenaires jusqu'à une profondeur totale de 4 566 m. Des ressources en gaz estimées à 65 billions de mètres cubes sont découvertes (Klose et al., 1982).

1980 – 1985

1980 : Dans les années 70 et 80, un certain nombre d'expéditions sont organisées par le Canada et les États-Unis dans l'océan Arctique; les expéditions FRAM, LOREX et CESAR en sont des exemples. Elles permettent notamment d'établir que la dorsale médio-océanique de l'Arctique est le siège d'une lente expansion des fonds océaniques, que la cordillère Alpha pourrait être un « plateau océanique » et qu'une sédimentation cyclique très complexe a prédominé au cours du Crétacé dans l'océan Arctique (Jackson et al., 1982; Jackson et al., 1985).

1980 : Le premier gisement de pétrole est découvert au large de l'archipel arctique dans le puits Char G-07 de la Panarctic et ses partenaires (D.F. Sherwin, communication personnelle, 1986).

1980 : Exécution du premier levé sismique tridimensionnel au large de la côte Est du Canada pour le compte de la Mobil Oil dans la région d'Hibernia (D.F. Sherwin, communication personnelle, 1986).

1980 : La Seabright Resources Limited étudie les eaux côtières au large des havres Isaacs et Country (Nouvelle-Écosse) à la recherche de placers aurifères. Elle finira par en découvrir. Elle considère procéder à d'autres travaux dans l'avenir (Hale, chapitre 13 du présent volume).

1980 : La décennie 1980, comme celle qui l'a précédée, est marquée par une multiplication des études géologiques sur le régime côtier, qui fait suite à une prise de conscience des risques que présentent les déversements de pétrole pour les rivages de l'Est du Canada; (McCann, 1980; Reinson, 1979; Taylor, 1980).

1981 : Une étude des plates-formes carbonatées au large de la côte Est de l'Amérique du Nord confirme le déplacement vers le nord de la plaque nord-américaine à des vitesses atteignant 1,5 cm par année (Jansa, 1981).

1981 : Publication de la première analyse des faciès sédimentaires de l'accore, basée sur des données détaillées recueillies par sonar à balayage latéral et sur des observations connexes; elle concerne plus particulièrement la région environnant le champ pétrolier Hibernia (Fader et King, 1981). Cette étude servira de base à d'autres travaux (Barrie et al., 1984) et à la première compilation d'une carte géologique détaillée (1/250 000) du Quaternaire des zones extracôtières (Fader et al., 1986).

1982 : Lancement de l'Étude des sédiments côtiers au Canada, vaste programme conjoint échelonné sur plusieurs années, dont l'objectif est d'approfondir les connaissances sur la dynamique des sédiments de la zone littorale (Bowen et al., 1986).

1982 : Exécution de la première étude pluridisciplinaire systématique des nombreux fjords de l'île de Baffin. Ces fjords doivent particulièrement leur intérêt à la présence de glaciers dans leur zone inter-

tidale. Il est intéressant de les comparer aux fjords des régions tempérées de la Colombie-Britannique où les cours d'eau exercent l'action dominate et aux fjords de la Nouvelle-Écosse où l'action des vagues est prédominante (Syvitski et al., 1986).

1982 : L'OCEAN RANGER, plate-forme de forage semi-submersible en action dans la zone du champ Hibernia, sombre durant une tempête, en causant la mort de 84 personnes.

1982 : Élaboration des premiers modèles thermomécaniques appliqués aux régions extracôtière de l'Est du Canada. Ces modèles prévoient la distribution des températures résultant de la distension de la lithosphère durant le rifting et, de là, permettent de déterminer les propriétés mécaniques de la lithosphère. De ces données on déduit ensuite la réponse de la lithosphère à la charge exercée par les sédiments et l'eau (Beaumont et al., 1982).

1982 : Le concept de « terranes suspects » est appliqué aux Appalaches (Williams et Hatcher, 1982).

1982 : L'utilisation des réactions d'aromatisation et d'isomérisation dans les études de la maturation des sédiments est proposée (MacKenzie et al., 1982).

1983 : La présence d'une zone étendue de surpression dans les profondeurs de la plate-forme Néo-Écossaise est reconnue comme un facteur déterminant de la présence de ressources en gaz (J.A. Wade, communication personnelle, 1983).

1984 : Première éruption de puits au large de la côte Est, au puits Uniacke G-72 de Shell, Petro-Canada et leurs partenaires (Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada, 1984a et 1984b).

1984 : Éruption souterraine du puits West Venture N-91 de Mobil et ses partenaires; il faudra 272 jours, et plus de 170 millions de dollars, pour en venir à bout (Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada, 1984a eat 1984b).

1984 : Un cabinet de la Cour internationale de justice de La Haye statue sur des questions de fond dans le litige opposant le Canada aux États-Unis au sujet de la frontière du golfe du Maine.

1984 : Publication de la première étude systématique des figures sédimentaires sous-marines observées sur les plates-formes continentales de l'Est du Canada (Amos et King, 1984).

1984 : Des levés de sismique-réflexion multicanal en profondeur réalisés dans les Appalaches au nord-est de Terre-Neuve permettent de déterminer la structure de la croûte. Ces travaux font partie de « Lithoprobe », programme d'étude pluridisciplinaire de la lithosphère (Keen et al., 1986).

1984 : Le prolongement du bassin Néo-Écossais sous le banc de Saint-Pierre est confirmé par des données de sismique-réflection multicanal en profondeur (B.C. MacLean et J.A. Wade, communication personnelle, 1984).

1985 : La mise en place de magma basaltique à la base de la croûte continentale au stade du rifting est prévue par un modèle thermique du processus de rifting et confirmée par des observations sismiques profondes (Keen, 1985, LASE, 1986).

1985 : Dans le cadre du parcours 105 du Programme de sondage des fonds marins, l'exploration de la mer du Labrador et de la baie de Baffin confirme l'âge de l'ouverture de la mer du Labrador indiqué par les anomalies magnétiques. Il est confirmé que le début de la glaciation dans la baie de Baffin a eu lieu vers 3 Ma, et qu'un refroidissement important est survenu dans la baie de Baffin et la mer de Norvège vers 10 Ma, comme ce fut le cas en Islande (Mudie et Helgason, 1983; Srivastava, Arthur, Clement et al., 1987).

1985 : La Société mer Resources Limited procède à un échantillonnage de minéraux lourds sur les plages et avant-plages de la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse. De l'or et d'autres minéraux lourds ont été récupérés, et d'autres travaux sont prévus (Hale, chapitre 13 du présent volume).

1985 : Le carottier NORDCO est utilisé avec succès dans le cadre d'une expédition BIO. Il peut traverser jusqu'à 6 m de sédiments meubles avant d'attaquer le substratum rocheux (MacLean, 1986).

1985 : Des levés de sismique-réflexion multicanal à grande profondeur dans le bassin de Jeanne d'Arc mettent en évidence des épaisseurs sédimentaires de plus de 20 km (Keen et al., 1987).

1985 : Production d'une synthèse sur la sédimentation quaternaire des plates-formes continentales du sud-est du Canada (King et Fader, 1985).

RÉFÉRENCES

Adams, J.
1987 : Canadian crustal stress data — a compilation to July 1987; Geological Survey of Canada, Open File 1622, 130 p.

Aksu, A.E. and Mudie, P.J.
1985 : Late Quaternary stratigraphy and paleoecology of Northwest Labrador Sea; Marine Micropalaeontology, v. 9, p. 537-557.

Amoco Canada Petroleum Company Ltd.
1972 : Murre G-67 Well History Report; by Amoco Canada Petroleum Co., Calgary, Canada Oil and Gas Lands Administration, Ottawa.

Amoco Canada Petroleum Company Ltd. and Imperial Oil Ltd.
1973 : Regional geology of the Grand Banks; Bulletin Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 479-503.

Amos, C.L. and King, E.L.
1984 : Bedforms of the Canadian eastern seaboard : a comparison with global occurrences; Marine Geology, v. 57, p. 167-208.

Amos, C.L. and Long, B.F.N.
1980 : The sedimentary character of Minas Basin, Bay of Fundy; in The Coastline of Canada, ed. S.B. McCann; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 123-152.

Appleton, K.P.
1983 : Review of drilling and geophysical activities and expenditures; Geological Survey of Canada, Paper 81-6, Part 1, p. 69-73.

Arctic Petroleum Operators' Association
1971 : Geological sampling and analytical program — Beaufort Sea; Arctic Petroleum Operators' Association Report no. 4.

Ascoli, P.
1976 : Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian Shelf, Atlantic Canada; in Maritime Sediments, Special Publication no. 1, p. 653-771.

Atlantic Oceanography Laboratory
1970 : Report of the Task Force — Operation Oil : Clean-up of the Arrow oil spill in Chedabucto Bay; Minister of Transport, Atlantic Oceanographic Laboratory, Bedford Institute, Dartmouth, Nova Scotia.

Barrett, D.L. and Keen, C.E.
1975 : Lineations in the magnetic Quiet Zone of the north west Atlantic; Nature, v. 253, p. 423-425.

Barrett, D.L., Berry, M., Blanchard, J.E., Keen, M.J., and McAllister, R.E.
1964 : Seismic studies on the eastern seaboard of Canada : the Atlantic coast of Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 1, p. 10-22.

Barrett, D.L., Keen, C.E., Manchester, K., and Ross, D.I.
1971 : Baffin Bay : An Ocean : Nature, v. 229, p. 551-553.

Barrie, J.V., Lewis, C.F.M., Fader, G.B., and King, L.H.
1984 : Seabed processes on the southeastern Grand Banks of Newfoundland; modern reworking of relict sediments; Marine Geology, v. 57, p. 209-227.

Barss, M.S., Bujak, J.P., and Williams, G.L.
1979 : Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-24, 118 p.

Bartlett, G.A. and Smith, L.
1971 : Mesozoic and Cenozoic history of the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 65-84.

Beaumont, C, Keen, C.E., and Boutilier, R.
1982 : On the evolution of rifted continental margins : comparison of models and observations for the Nova Scotian margin; Geophysical Journal; v. 70, p. 667-715.

Bell, J.S. and Gough, D.I.
1979 : Northeast-southeast compressive stress in Alberta; Earth Planetary Science Letters, v. 45, no. 2, p. 382-475.

Bell, R.
1895 : A great pre-glacial river in northern Canada; Scottish Geographical Magazine, v. 11, p. 368.

Berggren, W.A.
1972 : Late Pliocene-Pleistocene glaciation; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, volume XII, ed. A.S. Laughton et al.; United States Government Printing Office, Washington, v. 12, p. 953-963.

Bhat, H., McMillan, N.J., Aubert, J., Porthault, B., and Surin, M.
1975 : North American and African Drift - the record in Mesozoic coastal plain rocks, Nova Scotia and Morocco; in Canada's Con5tinental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 375-390.

Blandford, H.R.
1964 : Bay of Fundy survey, August 12 - October 30, 1964; Canadian Hydrographic Service, Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, Project 43-3.

Boeggild, O.B.
1900 : The deposits of the sea bottom; Danish Ingolf-Expedition, Bianco Luno (F.Dreyer), Printer to the Court, v. 1, pt. 3, p. 1-89.

Bornhold, B.D., Finlayson, N.M., and Monahan, D.
1976 : Submerged drainage patterns in Barrow Strait, Canadian Arctic : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 305-311.

Bowen, A.J.
1975 : The maintenance of beaches; Technical Report, Institute for Environmental Studies, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 582 p.

Bowen, A.J. et al.
1986 : Canadian coastal sediment study; National Research Council Canada, Division of Mechanical Engineering, Hydraulics Laboratory, Technical Report TR-HY-013, 96 p.

Bower, M.E.
1961 : Sea magnetometer surveys of the Grand Banks of Newfoundland, Burgeo Bank and St.Pierre Bank; Geological Survey of Canada, Paper 61-30. 11 p.

Bramlette, M.N. and Bradley, W.H.
1941 : Lithology and geological interpretation : geology and biology of North Atlantic deep sea cores; United States Geological Survey, Professional Paper 196, p. 1-34.

Buckley, D.E., Owens, E.H.,Schafer, C.T., Vilks, G.V.,Cranston, R.E., Rashid, M.A.,Wagner, F.J.E., and Walker, D.A.
1974 : Canso Strait and Chedabucto Bay : a multidisciplinary study of the impact of man on the marine environment; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 1, Concepts and Applications of Environmental Marine Geology, ed. B.R. Pelletier; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 1, p. 133-160.

Bujak, J.P., Barss, M.S., and Williams, G.L.
1977 : Offshore eastern Canada's organic type and color and hydrocarbon potential; Oil and Gas Journal, v. 75, no. 14, p. 198-202.

Bullard, E.C.
1975 : The emergence of plate tectonics, a personal view; Earth and Planetary Sciences Annual Reviews, v. 3, p. 1-30.

Canada Oil and Gas Lands Administration
1984a: Annual Report 1984; Energy, Mines and Resources Canada, Ottawa.
1984b : Investigation of events culminating in a blow-out of gas and condensate at Shell et al. Uniacke G-72; The Canada Oil and Gas Lands Administration, Halifax, Nova Scotia, 20 p.
1985a : Offshore schedule of wells 1966-1984; Energy, Mines and Resources Canada, Ottawa.
1985b : Investigation of events culminating in a loss of well control at Mobil et al. Venture N-9; The Canada Oil and Gas Lands Administration, Halifax, Nova Scotia, 21 p.

Carey, S.W. and Ahmad, N.
1961 : Glacial marine sedimentation; Proceedings of the First International Symposium on Arctic Geology, ed. G.O.Raasch; v. 2, p. 865-894.

Chevron et al.
1980 : Acadia K-62, Well History Report : Chevron, Calgary, Canada Oil and Gas Lands Administration, Ottawa.

Chough, S.K. and Hesse, R.
1976 : Submarine meandering talweg and turbidity currents for 4000 km in the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel, Labrador Sea; Geology, v. 4, p. 529-533.

Clarke, D.B.
1970 : Tertiary basalts of Baffin Bay : possible primary magma from the mantle; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 25, p. 203-224.

Croasdale, K.R. and Marcellus, R.W.
1978 : Ice and wave action on artificial islands in the Beaufort Sea; Canadian Journal of Civil Engineering, v. 5, p. 98-113.

Cushman, J.A.
1936 : Geology and paleontology of the Georges Bank canyons. Part 4, Cretaceous and Late Tertiary foraminifer; Bulletin Geological Society of America, v. 47, p. 413-440.

Dahl, W.H.
1925 : Tertiary fossils dredged off the northeastern coast of North America; American Journal of Science, Series 5, v.10, p.213-218.

Dalrymple, R.W., Knight, R.J., and Middleton, G.V.
1975 : Intertidal sand bars in Cobequid Bay, (Bay of Fundy); Estuarine Research, v. 2, p. 293-307.

Daly, R.A.
1934 : The changing world of the Ice Age; Yale University Press, 271 p.
1936 : Origin of submarine canyons; American Journal of Science, 5th series, v. 31, p. 401-420.

Dawson, J.W.
1868 : Acadian Geology (second edition); MacMillan and Company, London, 694 p.

de Smitt
1932 : Earthquakes in the North Atlantic as related to submarine cables; Transactions American Geophysical Union, 13th Annual Meeting, Washington, DC, p. 103-109.

Dewey, J.F.
1969 : Evolution of the Appalachian-Caledonian orogen; Nature, v. 222, p. 124-129.

Dietz, R.S.
1961 : Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor; Nature, v. 190, p. 854-857.

Douglas, R.J.W. (ed.)
1970 : Geology and Economic Minerals of Canada, Fifth edition; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 838 p.

Doxsee, W.W.
1948 : The Grand Banks Earthquake of November 18, 1929; Publications of the Dominion Observatory, no. 7, p. 323-335.

Drake, C.L., Campell, N.J., Sander, G., and Nafe, J.E.
1963: A mid-Labrador Sea Ridge; Nature, v. 200, p. 1085-1086.

Drake, C.L., Ewing, M., and Sutton, G.H.
1959: Physics and Chemistry of the Earth; vol. 3, p. 110-198.

Drake, C.L., Heirtzler, J., and Hirshman, J.
1963: Magnetic anomalies off Eastern North America; Journal of Geophysical Research, v. 68, p. 5259-5275.

Eliuk, L.S.
1978: The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada — a depositional model for a Mesozoic carbonate platform; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 424-514.

Elmendorf, C.H. and Heezen, B.C.
1957: Oceanographic information for engineering submarine cable systems; Bell System Technical Journal; v. 36, p. 1047-1093.

Emery, K.O., Uchupi, E., Phillips, J.D. Bunce, E.T., and Knott, S.T.
1970: Continental rise off eastern North America; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 54, p. 44-108.

Emery, K.O., Wigley, R.L., Bartlett, A.S., Rubin, M., and Barghoorn, E.S.
1967: Fresh-water peat on the continental shelf; Science, v. 158, p. 1301-1307.

Energy, Mines and Resources, Canada
1973: An energy policy for Canada, Phase 1; Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Ontario.

Ericson, D.B., Ewing, M., Wollin, G., and Heezen, B.C.
1961: Atlantic deep sea sediment cores; Geological Society of America Bulletin, v. 72, p. 193-286.

Ervine, W.R. and Bell, J.S.
1987: Subsurface in-situ stress magnitudes from oil well drilling records: an example from the Venture area, offshore eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1748-1759.

Ewing, G.N., Dainty, A.M., Blanchard, J.E., and Keen, M.J.
1966: Seismic studies of the eastern seaboard of Canada: the Appalachian system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 89-109.

Ewing, M., Heezen, B.C., Ericson, D.B., Northrop, J., and Dorman, J.
1953: Exploration of the northwest Atlantic mid-ocean canyon; Geological Society of America Bulletin, v. 64, p. 865-868.

Ewing, M., Worzel, J.L., and Burk, C.A.
1969: Introduction; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume I; ed. M. Ewing et al., United States Government Printing Office, Washington, v. 1, p. 3-9.

Ewing, M., Worzel, J.L., Press, F., and Hamilton, G.R.
1950: Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean basin, Part 1; Bulletin Seismological Society of America, v. 40, p. 233-242.

Fader, G.B. and King, L.H.
1981: A reconnaissance styudy of the surficial geology of the Grand Banks of Newfoundland; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 45-56.

Fader, G.B., Lewis, C.F.M., Barrie, J.V., Parrott, D.R., Collins, W.T., Miller, R.O., and d'Apollonia, S.J.
1986: Quaternary geology of the Hibernia area of northeast Grand Banks; Geological Survey of Canada, Open File 1222, scale 1:250 000.

Falvey, D.A.
1974: The development of continental margins or plate tectonic theory; Australian Petroleum Exploration Association Journal, v. 14, p. 95-106.

Forbes, D.L. and Taylor, R.B.
1987: Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic coast; in Glaciated Coasts, ed. D.M. Fitzgerald and P.S. Rosen, Chapter 3, Academic Press, Orlando, Florida, p. 52-86.

Fortier, Y.O. and Morley, L.M.
1956: Geological unity of the Arctic Islands; Transactions of the Royal Society of Canada, Series 3, v. 50, p. 3-12.

Fortier, Y.O., Blackadar, R.G., Glenister, B.F., Greiner, H.R., Mclaren, D.J., McMillan, N.J., Norris, A.W., Roots, E.F., Souther, J.G., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1963: Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin); Geological Survey of Canada, Memoir 320, 671 p.

Fowler, G.A. and Kingston, P.F.
1975: An underwater drill for continental shelf explorations; Society of Underwa ter Technology, v. 1, no. 4, p. 18-22.

Geological Survey of Canada
1986: Integration of Atlantic Geoscience Centre marine gravity data into the national gravity data base; Geological Survey of Canada, Open File 1232, 55 p.

Given, M.M.
1977: Mesozoic and early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 63-91.

Godby, E.A., Baker, R.C., Bower, M.E., and Hood, P.J.
1966: Aeromagnetic reconnaissance of the Labrador Sea: Journal of Geophysical Research, v.71, p.511-517.

Goldthwaite, J.W.
1924: Physiography of Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 140, 179 p.

Goodacre, A.K.
1964: A shipborne gravimeter testing range near Halifax, Nova Scotia; Journal of Geophysical Research, v. 69, p. 1-9.

Gormley, F.J.
1969: Production of sea water magnesia by Sea Mining Corporation Ltd. at Aguathuna, Newfoundland; Annual General Meeting, The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Montreal, Quebec, April 21-23, 1969.

Gossip, W.
1873: The Challenger scientific expedition. Visit to Halifax; Transactions Nova Scotia Institute of Science, v. 3, p. 335-337.

Gough, D.I.
1984: Mantle upflow under North America and plate dynamics; Nature, v. 311, p. 428-433.

Gradstein, F.M., Williams, G.L., Jenkins, W.A.M., and Ascoli, P.
1975: Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Atlantic continental margin, Eastern Canada; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 103-131.

Grant, A.C.
1966: A continuous seismic profile on the continental shelf off northeast Labrador; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 725-730.
1968: Some aspects of the bedrock geology of Hudson Bay as interpreted from continuous seismic reflection profiles; in Earth Science Sympsoium on Hudson Bay, ed. P.J. Hood; Geological Survey of Canada, Paper 68-53, p. 136-143.
1972: The continental margin off Labrador and eastern Newfoundland - morphology and geology; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1394-1430.
1975: Geophysical results from the continental margin off southern Baffin Island; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 411-431.

Grant, A.C., Levy, E.M., Lee, K., and Moffat, J.D.
1986a: Pisces IV research submersible finds oil on Baffin Shelf; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 65-69.

Grant, A.C., McAlpine, K.D., and Wade, J.A.
1986b : The continental margin of eastern Canada : geological framework and petroleum potential; in Future Petroleum Province of the World, ed. M.J. Halbouty; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 40, p. 177-205.

Grant, D.R.
1970 : Recent coastal submergence of the Maritime Provinces, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 676-689.

Hacquebard, P.A.
1979 : A geological appraisal of the coal resources of Nova Scotia; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 72, p. 76-87.

Hale, P.B. and McLaren, P.
1984 : A preliminary assessment of unconsolidated mineral resources in the Canadian offshore; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, September 1984, p. 1-11.

Harris, I.M. and Jollymore, P.G.
1974 : Icemarks on the continental shelf northeast of Belle Isle, Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 43-52.

Haworth, R.T.
1981 : Geophysical expression of Appalachian-Caledonide structure on the continental margins of North America; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 429-446.

Hayes, J.D., Imbrie, J., and Shackleton, N.J.
1976 : Variations in the earth's orbit : pacemaker of the ice ages; Science, v. 194, p. 1121-1131.

Heezen, B.C. and Drake, C.L.
1964 : Grand Banks Slump; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 48, p. 221-233.

Heezen, B.C. and Ewing, M.
1952 : Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake; American Journal of Science, v. 250, p. 849-873.

Heezen, B.C., Tharpe, M., and Ewing, M.
1959 : The floors of the ocean; I The North Atlantic; Geological Society of America, Special Paper 65, 122 p.

Heffler, D.E. and Barrett, D.L.
1979 : OBS development at Bedford Institute of Oceanography; Marine Geophysical Reserches, v. 4, p. 227-245.

Hess, H.H.
1962 : History of ocean basins; in Petrologic Studies, ed. A.E.J. Engel, Buddington volume, Geological Society of America, p.599-620.

Hill, M.N. (ed.)
1963 : The Sea; Ideas and Observations : Volume III The Earth Beneath the Sea; John Wiley and Sons, New York, 963 p.

Hinz, K., Schluter, H.-U., Grant, A.C., Srivastava, S.P., Umpleby, D., and Woodside, J.
1979 : Geophysical transects of the Labrador Sea; Labrador to southwest Greenland; in Crustal Properties Across Passive Margins, ed. C.E. Keen; Tectonophysics, v. 59, p. 151-183.

Holtedahl, O.
1950 : Supposed marginal fault lines in the shelf area off some high northern lands; Geological Society of America Bulletin, v. 61, p. 493-500.

Hood, P.J.
1964 : Sea magnetometer reconnaissance of Hudson Bay; Geophysics, v.29, p.916-921.

Hood, P.J. (ed.)
1971 : Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, 652 p.

Howie, R.D. and Cumming, L.M.
1963 : Basement features of the Canadian Appalachians; Geological Survey of Canada, Bulletin 89, 18 p.

Hutchins, R.W., McKeown, D.L., and King, L.H.
1976 : A deep tow high resolution seismic system for continental shelf mapping; Geoscience Canada, v. 3, p. 95-100.

Hyndman, R.D.
1973 : Evolution of the Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 637-644.

Hyndman, R.D., Jessop, A.M., Judge, A.S., and Rankin, D.S.
1979 : Heat flow in the Maritime Provinces of Canada; Canadian Jounal of Earth Sciences, v. 16, p. 1154-1165.

Issler, D.R.
1984 : Calculation of organic maturation levels for offshore eastern Canada — implications for general application of Lopatin's method; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 477-488.

Issler, D.R. and Beaumont, C.B.
1986 : Estimates of terrestrial heat flow in offshore eastern Canada : discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 2083-2085.

Jackson, H.R. and Koppen, L.
1985 : The Nares Strait gravity anomaly and its implication for crustal structure; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1322-1328.

Jackson, H.R., Reid, I., and Falconer, R.
1982 : Crustal structure near the Arctic Mid-Ocean Ridge; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 1773-1783.

Jackson, H.R., Mudie, P.J., and Blasco, S.M (ed.)
1985 : Initial Geological Report on CESAR - the Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge, Arctic Ocean; Geological Survey of Canada, Paper 84-22, 177 p.

Jansa, L.F.
1981 : Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin; Marine Geology, v. 44, p. 97-117.

Jansa, L.F. and Wade, J.A.
1975a : Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland; in Offshore Geology of Eastern Canada, ed. J.A. Wade and W.J.M. Van der Linden, Volume 2, Regional Geology; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 51-105.
1975b : Paleogeography and sedimentation in the Mesozoic and Cenozoic, southeastern Canada; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, ed. C.J. Yorath, E.R. Parker and D.J. Glass; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 79-102.

Jansa, L.F., Enos, P., Tucholke, B.E., Gradstein, F.M., and Sheridan, R.E.
1979 : Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American Basin : western North Atlantic; American Geophysical Union, Maurice Ewing series 3, p. 1-57.

Johnson, D.W.
1925 : The New England-Acadian Shoreline; Hafner, New York, 608 p.

Josenhans, H., Zevenhuizen, J., and Klassen, R.
1986 : Quaternary geology of the Labrador Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1190-1213.

Kay, M.
1951 : North American Geosynclines; Geological Society of America, Memoir 48, 143 p.

Keen, C.E.
1979 : Thermal history and subsidence of rifted continental margins — evidence from wells on the Nova Scotian and Labrador shelves; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 505-522.
1985 : The dynamics of rifting; deformation of the lithosphere by active and passive driving forces; Geophysical Journal, v. 80, p. 95-120.

Keen, C.E. and Kay, W.
1986 : Deep marine multichannel seismic data from the northeast Newfoundland

continental margin — Lithoprobe East; Geological Survey of Canada, Open file 1281.

Keen, C.E. and Peirce, J.W.
1982: The geophysical implications for minimal Tertiary motion along Nares Strait; Meddeleser om Gronland, Geoscience, v. 8, p. 327-337.

Keen, C.E., Boutilier, R., de Voogd, B., Mudford, B., and Enachescu, M.
1987: Crustal geometry and models of the evolution of the rift basins on the Grand Banks off eastern Canada; constraints from deep seismic reflection data: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, p. 101-106.

Keen, C.E., Keen, M.J., Nichols, B., Reid, I., Stockmal, G.S., Colman-Sadd, S.P., O'Brien, S.J., Miller, H., Quinlan, G., Williams, H., and Wright, J.
1986: Deep seismic reflection profile across the northern Appalachians; Geology, v. 14, p. 141-145.

Keen, M.J.
1969: Magnetic anomalies off the eastern seaboard of the United States; Nature, v. 222, p. 72-74.
1983: The earth sciences at sea: some observations on Canadian accomplishments; Geological Survey of Canada, Paper 81-6, p. 9-18.

Keen, M.J. and Clarke, D.B.
1974: Tertiary basalts of Baffin Bay: geochemical evidence for a fossil hot-spot; in Geodynamics of Iceland and Atlantic Area, ed. L. Kristjansson, Reidel Publishing, Boston, p. 127-137.

Keen, M.J., Johnson. J., and Park, I.
1972: Geophysical and geological studies in eastern and northern Baffin Bay and Lancaster Sound; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 689-708.

Keen, M.J., Loncarevic, B.D., and Ewing, G.N.
1971: Continental margin of eastern Canada; Georges Bank to Kane Basin; in The Sea: Ideas and Observations on Progress in the study of the Seas; Volume 4, New Concepts of Sea Floor Evolution, Part II, Regional Observations; Wiley-Interscience, New York, v. 4, p. 251-291.

Kennard, L., Schafer, C., and Carter, L.
(in press): Late Cenozoic evolution of Sackville Spur: A sediment drift on the Newfoundland Continental Slope; Canadian Journal of Earth Sciences.

Kerr, J.H.
1870: Ice marks in Newfoundland; Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 26, p. 704-705.

Kidd, R.B. and Hill, P.R.
1986: Sedimentation on mid-ocean drifts; in North Atlantic Paleoceaonography, ed. C.P. Summerhayes and N.J. Shackleton; Geological Society, Special Publication no. 21, p. 87-102.

King, L.H.
1967: Use of a conventional echo sounder and textural analysis in delineating sedimentary facies — Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 691-708.
1970: Surficial geology of the Halifax-Sable Island map area; Ottawa, Department of Energy, Mines and Resources, Marine Science Paper 1, 16 p.
1972: Relation of plate tectonics to the geomorphic evolution of the Canadian Atlantic Provinces; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3082-3090.
1976: Relict iceberg furrows on the Laurentian Channel and western Grand Banks; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1082-1092.

King, L.H. and Fader, G.B.
1985: Wisconsinan glaciation of the continental shelf, southeastern Atlantic Canada; Geological Survey of Canada, Open File 1126, 114 p.

King, L.H. and MacLean, B.
1970a: Seismic reflection study: Orpheus gravity anomaly; American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 54, p. 2007-2031.
1970b: Pockmarks on the Scotian Shelf; Geological Society of America, v. 81, p. 3141-3148.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 74-31, 31 p.

Klein, G. de V.
1963: Bay of Fundy intertidal sediments; Journal of Sedimentary Petrology, v. 33, p. 844-854.

Klose, G.W., Malterre, E., McMillan, N.J., and Zinkan, G.G.
1982: Petroleum exploration offshore southern Baffin Island, northern Labrador Sea, Canada; Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 8, p. 233-244.

Kranck, K.
1971: Surficial geology of Northumberland Strait; Geological Survey of Canada, Paper 71-53, 10 p.

Kuenen, P.H.
1950: Marine Geology; John Wiley and Sons Inc., New York, 568 p.

LASE
1986: Deep structure of the US east coast passive margin from large aperture seismic experiments (LASE); Marine and Petroleum Geology, v. 3, p. 234-242.

Laughton, A.S. et al. (ed.)
1972: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Volume XII; United States Government Printing Office, Washington, v. 12, 1243 p.

Le Pichon, X., Hyndman, R.D., and Pautot, G.
1971: Geophysical study of the opening of the Labrador Sea; Journal Geophysical Research, v. 76, p. 4724-4743.

Leslie, R.J.
1964: Sedimentology of Hudson Bay, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Paper 63-48, 31 p.

Lewis, C.F.M.
1978: The frequency and magnitude of drift-ice groundings from ice-scour tracks in the Canadian Beaufort Sea; in Proceedings of the Fourth International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, p. 568-579.

Lewis, C.F.M., MacLean, B., and Falconer, R.K.H.
1980: Iceberg scour abundance in Labrador Sea and Baffin Bay; A reconnaissance of regional variability; in Proceedings of the First Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, Calgary, Alberta, April 1979, p. 79-94.

Lewis, J.F. and Hyndman, R.D.
1976: Oceanic heat flow measurements over the continental margins of eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1031-1038.

Libby, F.
1969: Searching for alluvial gold deposits off Nova Scotia; Ocean Industry, v. 4, p. 43-46.

Lilly, H.D.
1965: Submarine examination of the Virgin Rocks area, Grand Banks, Newfoundland: preliminary note; Geological Society of America Bulletin, v. 76, p. 131.

Loken, O.H. and Hodgson, D.A.
1971: On the submarine geomorphology along the east coast of Baffin Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 185-195.

Loncarevic, B.D. and Ewing, G.N.
1967: Geophysical study of the Orpheus Gravity anomaly; in World Petroleum Congress, 1967, Proceedings, Volume 2, Origin of oil, Geology and Geophysics, Elsevier, New York, v. 2, p. 827-835.

Loncarevic, B.D. and Falconer, R.K.
1977: An oil slick occurrence off Baffin Island; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 523-524.

Loncarevic, B.D. and Woodside, J.M.
1984 : Coastal geophysics : gravity measurements in Mahone Bay, N.S. with a shipborne seagravimeter : Canadian Geophysical Union, Program with Abstracts, 20 May - 1 June, 1984, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, p. 20.

Long, B.
1986 : Techniques of tracers; in Sediment Transport and Industry Needs, ed. D.O. Hodgins, D.A. Huntley, W.D. Finn, B. Long, G. Drapeau and A.J. Bowen; Environmental Studies Revolving Funds, Report 027, p. 151-214.

Loring, D.H.
1975 : Surficial geology of the Gulf of St. Lawrence; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 2, Regional Geology, ed. J.A. Wade and W.J.M. Van der Linden; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 11-34.

Louden, K.E., Fang, C., and Wright, J.A.
1985 : Heat flow and depth versus age in the Labrador Sea; EOS, Transactions of the American Geophysical Union, v. 66, p. 1059.

Louden, K.S., Wallace, D.O., and Courtney, R.C.
1987 : Heat flow and depth versus age for the Mesozoic NW Atlantic Ocean : results from the Sohm Abyssal Plain and implications for the Bermuda Rise; Earth and Planetary Science letters, v. 83, p. 109-122.

Low, A.P.
1906 : Report on the Dominion Government expedition to Hudson Bay and the Arctic Islands on board the D.G.S. NEPTUNE, 1903-1904; The Queen's Printer, Ottawa, 355 p.

Lyell, C.
1849 : Notes on some Recent footprints in Red Mud in Nova Scotia collected by W.B. Webster of Kentville; Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 5, p. 344.

MacKay, J.R.
1972 : Offshore permafrost and ground ice, southern Beaufort Sea, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1550-1561.

Mackenzie, A.S., Brassell, S.C., Eglinton, G., and Maxwell, J.R.
1982 : Chemical fossils — the geological fate of steroids; Science, v. 217, p. 491-505.

MacLean, B.
1986 : Preliminary Report of cruise activities : CSS HUDSON 85-027, September 23-October 28, 1985; Bedford Institute of Oceanography.

MacLean, B. and King, L.H.
1971 : Surficial geology of the Banquereau and Misaine Bank map area; Geological Survey of Canada, Paper 71-52, 19 p.

MacLean, B., Falconer, R.K.H., and Levy, E.M.
1981 : Geological, geophysical and geochemical evidence for natural seepage of petroleum off the northeast coast of Baffin Island; Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 29, p. 75-95.

MacLean, B., Srivastava, S., and Haworth, R.T.
1982 : Bedrock structures off Cumberland Sound, Baffin Island Shelf : core samples and geophysical data; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 279-295.

Macnab, R., Loncarevic, B.D., Cooper, R.V., Girouard, P.R., Hughes, M.D., and Shouzhi, F.
1985 : A regional marine multiparameter survey south of Newfoundland; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 325-332.

Magnusson, D.H.
1965 : Geological report on the Sable Island core-hole program; Mobil Oil Canada Ltd., Calgary, Alberta, 32 p.

Manchester, K.S.
1964 : Geophysical investigations between Canada and Greenland; M.Sc. thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia.

Marvin, U.B.
1973 : Continental Drift : The Evolution of a Concept; Smithsonian Institution Press, Washington, 239 p.

Maury, M.F.
1859 : Physical Geography of the Sea; Harper and Brothers, New York, 6th Edition, 468 p.

Mayhew, M.A., Drake, C.L., and Nafe, J.E.
1970 : Marine geophysical measurements on the continental margins of the Labrador Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 199-214.

McCann,S.B., (ed.)
1980 : The coastline of Canada; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, 437 p.

McGarr, A.
1982 : Analysis of states of stress between provinces of constant stress; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 9279-9288.

McIver, N.L.
1972 : Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

McKenzie, D.P.
1978 : Some remarks on the development of sedimentary basins; Earth and Planetary Science Letters, v. 40, p. 25-32.

McKenzie, D.P. and Parker, R.L.
1967 : The North Pacific : an example of tectonics on a sphere; Nature, v. 216, p. 1276-1280.

McMillan, N.J.
1973a : Shelves of Labrador Sea and Baffin Bay, Canada; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 473-517.
1973b : Surficial geology of Labrador and Baffin Island shelves; in Offshore Eastern Canada Symposium, 1971, ed. P.J. Hood; Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 451-468.
1982 : Canada's east coast : the new super petroleum province; Journal of Canadian Petroleum Technology, v. 21, no. 2, p. 1-15.

Menard, H.W.
1986 : The Ocean of Truth; Princeton University Press, Princeton, 353 p.

Mobil Oil Canada Limited
1968 : Mobil Sable Island q Well History Report by Mobil Oil Canada Ltd., Calgary; Canada Oil and Gas Lands Administration, Ottawa.

Morley, L.W. and Larochelle, A.
1964 : Paleomagnetism as a means of dating geological events; in Geochronology in Canada, ed. F.F. Osborne, Royal Society of Canada, Special Publication no. 8, p. 39-51.

Morgan, W.J.
1968 : Rises, trenches, great faults and crustal blocks; Journal of Geophysical Research, v. 73, p. 1959-82.

Mudie, P.J. and Helgason, J.
1983 : Palynological evidence for Miocene climatic cooling in eastern Iceland about 9.8 million years ago; Nature, v. 303, p. 689-692.

Officer, C.B. and Ewing, M.
1954 : Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain : Part 7. Continental shelf, continental slope, and continental rise south of Nova Scotia; Bulletin Geological Society of America, v. 65, p. 653-670.

Owens, E.H., Leslie, J.A. and Associates
1977 : Coastal environments of Canada : the impact and cleanup of oil spills; Fisheries and Environment Canada, Environment Protection Service, Environmental Impact Control Directorate, 214 p.

Parson, L.M., Masson, D.G., Rothwell, R.G., and Grant, A.C.
1984 : Remnants of a submerged pre-

Jurassic (Devonian) landscape on Orphan Knoll, offshore eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 61-66.

Pelletier, B.R.
1962: Submarine geology program, Polar Continental Shelf Project, Isachsen, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 61-21, 10 p.
1966: Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relationship to crustal movements; in Continental Drift, ed. G.D. Garland; Royal Society of Canada, Special Publications, no. 9, p. 77-101.
1968: The submersible PISCES feasibility study in the Canadian Arctic; Maritime Sediments, v. 4, no. 2, p. 69-72.
1971: A granodioritic drill core from the Flemish Cap, eastern Canadian continental margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1499-1503.
1975: Offshore Geology of Eastern Canada: Volume 1 — Concepts and Applications of Environmental Marine Geology, B.R. Pelletier, ed., Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 1, 160 p.

Pelletier, B.R. and McMullen, R.M.
1972: Sedimentary patterns in the Bay of Fundy and Minas Basin; in Tidal Power, ed. T.J. Gray and O.K. Gashus, Plenum Press, New York, p. 152-187.

Pelletier, B.R., Wagner, F.J.E., and Grant, A.C.
1968: Marine geology; in Science, History and Hudson Bay, Volume 2, ed. C.S.Beals; Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, v. 2, p. 557-613.

Piper, D.J.W., Letson, J.R.J., de Iure, A.M., and Barrie, C.Q.
1983: Sediment accumulation in low-sedimentation, wave-dominated, glaciated inlets; Sedimentary Geology, v. 36, p. 195-215.

Piper, D.J.W., Mudie, P., Letson, J.R.J., Barnes, N.E., and Iulucci, R.J.
1986: The marine geology of the inner Scotian Shelf off the South Shore of Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-19, 65 p.

Piper, D.J.W., Shor, A.N., and Hughes Clarke, J.E.
1988: The 1929 Grand Banks earthquake, slump and turbidity current; Geological Society of America Special Paper 229, p. 221-240.

Powell, T.G. and Snowdon, L.R.
1979: Geochemistry of crude oils and condensates from the Scotian Basin, offshore eastern Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 27,p. 453-466.

Press, F. and Beckmann, W.
1954: Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain. Part VIII, Grand Banks and adjacent shelves; Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 299-314.

Pye, G.D. and Hyndman, R.D.
1972: Heat-flow measurements in Baffin Bay and the Labrador Sea; Journal of Geophysical Research, v. 77, p. 938-944.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1981: A comparison of observed and theoretical post glacial relative sea level in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1146-1163.

Rashid, M.A., Purcell, L.P., and Hardy, I.A.
1980: Source rock potential for oil and gas of the East Newfoundland and Labrador shelf areas; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 589-608.

Rashid, M.A., Wagner, F.J.E., and Walker, D.A.
1975: Canso Strait and Chedabucto Bay: a multidisciplinary study of the impact ofman on the marine environment; in Offshore Geology of Eastern Canada, Volume 1, Concepts and Applications of Environmental Marine Geology, ed. B.R. Pelletier; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 1, p. 133-160.

Reinson, G.E.
1979: Barrier island system; in Facies Models, ed R.G. Walker; Geoscience Canada, Reprint Series 1, p. 57-74.

Reiter, M. and Jessop, A.M.
1985: Estimates of terrestrial heat flow in offshore eastern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1503-1517.
1986: Estimates of terrestrial heat flow in offshore eastern Canada: Reply; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 2085-2086.

Richards, H.G.
1959: Pleistocene mammals dredged off the coast of New Jersey; Geological Society of America Bulletin, v. 70, p. 1769.

Ricketts, N.G.and Trask, P.D.
1932: The 'Marion' expedition to Davis Strait and Baffin Bay under the direction of the United States Coast Guard, 1928: Scientific Results, part 1: The Bathymetry and Sediments of Davis Strait; United States Treasury Department, Coast Guard Bulletin no. 19, 81 p.

Roth, M.
1983: Canadian geophysical activity; in The Geosciences in Canada, 1980, Geological Survey of Canada, Paper 81-6, Part 1, p. 73-78.

Ruddiman, W.F.
1977: Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat. 40° to 65°N); Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1813-1827.

Ruffman, A.
1969: Seismic investigations of the crust in the Hudson Bay region; in Earth Science Symposium on Hudson Bay, ed. P.J. Hood; Geological Survey of Canada, Paper 68-53, p. 272-291.

Schafer, C.T. and Pelletier, B.R. (ed.)
1976: First International Symposium on Benthonic Foraminifera on Continental Margins; Maritime Sediments, Special Publication no. 1, 790 p.

Shearer, J.M.
1971: Preliminary interpretation of shallow seismic reflection profiles from the west side of Mackenzie Bay, Beaufort Sea; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 71-1B, p. 131-138.

Shearer, J.M., Macnab, R.F., Pelletier, B.R., and Smith, T.B.
1971: Submarine pingos in the Beaufort Sea; Science, v. 174, p. 816-818.

Shepard, F.P.
1931: Saint Lawrence (Cabot Strait) submarine trough; Geological Society of America Bulletin, v. 42, p. 853-864.1948: The Earth Beneath the Sea, (First edition); Harper and Brothers, New York, 348 p.

Shepard, F.P. and Cohee, G.V.
1936: Continental shelf sediments off the mid-Atlantic States; Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 441-458.

Sheridan, R.E. and Drake, C.L.
1968: Seaward extension of the Canadian Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 337-373.

Sherwin, D.
1973: Scotian Shelf and Grand Banks; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 519-559.

Spencer, J.W.
1903: Submarine valleys off the American coast and in the North Atlantic; Geological Society of America Bulletin, v. 14, p. 207-226.

Srivastava, S.P.
1978: Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic; Geophysical Journal, v. 52, p. 313-357.
1983: Davis Strait; structures, origin and evolution; in Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge - New Methods and Concepts, ed. M.H.P. Bott et al.; Nato Conference Series IV, Marine Sciences, v. 8, p. 159-189.

Srivastava, S.P. and Falconer, R.K.H.
1982: Nares Strait: a conflict between plate tectonic predictions and geological interpretation; in Nares Strait and the drift of Greenland: A Conflict in Plate Tectonics, ed. P.R. Dawes and J.W. Kerr; Meddeleser om Gromland, Geoscience 8, p. 339-352.

Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B., et al.
1987: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A, Initial Report, Leg 105, 917 p.

Stanley, D.J.
1968: Reworking of glacial sediments in the North West Arm, a fjord-like inlet on the southeast coast of Nova Scotia; Journal of Sedimentary Petrology, v. 38, p. 1224-1241.

Stanley, D.J., Swift, D.J.P., Silverberg, N., James, N.P., and Sutton, R.G.
1972: Late Quaternary progradation and sand spillover on the outer continental margin off Nova Scotia, southeast Canada; Smithsonian Contributions to Earth Sciences, no. 8, 43 p.

Stein, S., Sleep, N.H., Geller, R.J., Wang, S., and Kroeger, G.C.
1979: Earthquakes along the passive margin of eastern Canada; Geophysical Research Letters, v. 6, p. 537-540.

Stephenson, L.W.
1936: Geology and paleontology of the Georges Bank canyons: Pt. 2, Upper Cretaceous fossils from Georges Bank (including species from Banquereau, Nova Scotia); Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 339-366.

Stetson, H.C.
1936: Dredge-samples from the submarine canyons between the Hudson Gorge and Chesapeake Bay; Transactions of the American Geophysical Union, 17th Annual Meeting, Washington, p. 223-225.

Stockmal, G.S., Colman-Sadd, S.P., Keen, C.E., O'Brien, S.J., and Quinlan, G.
1987: Collision along an irregular margin: A regional plate tectonic interpretation of the Canadian Appalachians; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1098-1107.

Swallow, J.C. and Worthington, L.V.
1957: Measurements of deep currents in the western North Atlantic; Nature, v. 179, p. 1183.

Swift, J.H. and Williams, J.A.
1980: Petroleum source rocks: Grand Banks area; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6,p. 567-588.

Syvitski, J., Burrell, D.C., and Skei, J.M.
1986: Fjords: Processes and Products; Springer Verlag, New York, 400 p.

Tarr, R.S.
1897: The Arctic sea ice as a geological agent; American Journal of Science, Series 4, v. 111, p. 223-229.

Taylor, R.B.
1980: Coastal reconnaissance for marine terminal planning in the Sverdrup Basin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 693, 150 p.

Texaco et al.
1981: Blue H-28 Well History Report by Texaco Canada Ltd., Calgary, Canada Oil and Gas Lands Administration, Ottawa.

Tyrell, J.B.
1898: The glaciation of north-central Canada; Journal of Geology, v. 6, p. 147-160.

Tucholke, B.E. and Fry, V.A.
1985: Basement structure and sediment distribution in the Northwest Atlantic Ocean; American Association of Petroleum Geologists, v. 69, p. 2877-2897.

Tucker, C.M.
1976: Quaternary studies in Newfoundland: a short review; Maritime Sediments, v. 12, p. 61-73.

Upham, W.
1894: The fishing banks between Cape Cod and Newfoundland; American Journal of Science, Series 3, v. 47, p. 123-129.

Upshaw, C.F., Armstrong, W.E., Creath, W.B., Kidson, E.J., and Sanderson, G.A.
1974: Biostratigraphic framework of the Grand Banks; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 1124-1132.

Van der Linden, W.J. and Wade, J.A. (ed.)
1975: Offshore geology of eastern Canada: Volume 2 - Regional Geology; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, 258 p.

Verrill, A.E.
1878: Occurrence of fossiliferous Tertiary rocks on the Grand Banks and Georges Bank; American Journal of Science, Series 3, v. 16, p. 323-324.

Vilks, G. and Krauel, D.P.
1982: Environmental geology of the Miramichi Estuary: physical oceanography; Geological Survey of Canada, Paper 81-24, 53 p.

Vilks, G. and Mudie, P.G.
1978: Early deglaciation of the Labrador Shelf; Science, v. 202, p. 1181-1183.

Vine, F.J. and Matthews, D.H.
1963: Magnetic anomalies over oceanic ridges; Nature, v. 199, p. 947-949.

Watson, J.A., and Johson, G.L.
1970: Seismic studies in the region adjacent to the Grand Banks of Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 306-310.

Wegener, A.
1915: Die Enstehung der Kontinente und Ozeane; Braunschweig, Vieweg, 212 p.

Whiteaves, J.F.
1901: Catalogue of the Marine Invertebrata of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario, 271 p.

Widmer, K.
1950: Geology of the Hermitage Bay area, Newfoundland; Ph.D. thesis, Princeton University.

Williams, G.L.
1974: Biostratigraphy and paleoecology of the Mesozoic and Cenozoic rocks of the Atlantic shelf; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 150-152.
1975: Dinoflagellate and spore stratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, offshore eastern Canada; in Offshore Geology of Eastern Canada, volume 2, Regional Geology, ed. W.J. Van der Linden and J.A. Wade; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, v. 2, p. 107-161.

Williams, G.L. and Brideaux, W.W.
1975: Palynological analysis of Late Mesozoic-Cenozoic rocks of the Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Bulletin 236, 162 p.

Williams, H.
1964: The Appalachians in northeastern Newfoundland - a two sided system; American Journal of Science, v. 262, p. 1137-1158.
1967: Island of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 1231A.

Williams, H. and Hatcher, R.D., Jr.
1982: Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian Orogen; Geology, v. 10, p. 530-536.

Williams, H., Kennedy, M.J., and Neale, E.R.W.
1970: The Hermitage Flexure, the Cabot Fault and the disappearance of the Newfoundland Central Mobile Belt; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 1562-1568.

Willmore, P.L. and Scheidegger, A.E.
1956: Seismic observations in the Gulf of St.Lawrence; Transactions of the Royal Society of Canada, series 3, v. 50, p. 21-38.

Wilson, J.T.
1963: Hypothesis of earth's behaviour; Nature, v. 198, p. 925-929.1966: Did the Atlantic close and then re-open?; Nature, v. 211, p. 676-681.

Wright, J.A., Keen, C.E., and Keen, M.J.
1984: Marine heat flow along the northeast coast of Newfoundland: Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 93-100.

Yorath, C.J., Shearer, J., and Havard, C.J.
1971: Seismic and sediment studies in the Beaufort Sea; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 71-1A, p. 243-244.

Zoback, M.L. and Zoback, M.D.
1980: State of stress in the coterminous United States; Journal of Geophysical Research, v.85, p. 6113-6156.

INDEX
(suivi d'un index des auteurs)

A*, horizon . . . 241
Aaiun, bassin d' . . . 389
Abenaki, front carbonaté d' . . . 227,243,244
Abenaki, Formation d' . . . 124,190,216-222,231,387,388,740
Membre d'Artimon . . . 221,231
Membre de Baccaro . . . 219
Membre de Misaine . . . 218
Membre de Scatarie . . . 218
Abenaki, structure . . . 243
Abenaki, sous-bassin d' . . . 204,215,226,238,243-245
Ac, réflecteur . . . 391
acadien, plissement . . . 149,166
acadienne, orogenèse . . . 41,157,170,259
Açores, zone de fracture des . . . 191,206,400
Açores-Gascogne, massif . . . 381
Açores-Gibraltar, zone de fracture . . . 381,400
Akpak, plateau d' . . . 617
Alaska, plaine côtière arctique de l' . . . 614
Albert, Formation d' . . . 99,768
Alexis, Formation d' . . . 106,128,319,324,340,345,365, 393,758-766
alléghanienne, orogenèse . . . 41,259
Alpha, dorsale . . . 531
Amundsen, bassin d' . . . 619
Anguille, Groupe d' . . . 163
Annapolis, basses terres de l' . . . 211
anomalie magnétique de la côte Est (AMCE) . . . 11,22, 60,72,185,387,431
Anticosti, bassin d' . . . 26,40,57,73,149,152,422
hydrocarbures . . . 767-768
Anticosti, chenal d' . . . 561
Appalaches, bassin d'avant-pays des . . . 40,422
appalachien, orogène . . . 7,35,40,49,52,258,286,561
appalachienne, orogenèse . . . 200,422
Aquitaine, bassin d' . . . 386
Arctique
fjords . . . 699
géomorphologie côtière . . . 682-689
arctique, archipel . . . 13,16,36
Arctique, plaine côtière de l' . . . 685
Argo, Formation d' . . . 27,102,124,186,187,194,208,211, 243,244,266,456
Artimon, Membre d' (Formation d'Abemaki) . . . 221
Ataneq, Formation d' . . . 362,369
Atlantique Nord
paléobiogéographie et paléocirculation . . . 401-408
paléogéographie et lithofaciès . . . 381-394
phase tectonique éocimmérienne . . . 387
phase tectonique mi-cimmérienne . . . 386
tholéiites du Jurassique précoce . . . 386
A^u, discordance . . . 464,469
A^u, horizon . . . 242,392
autrichienne, phase tectonique . . . 390
Avalon, chenal d' . . . 565
Avalon, discordance d' . . . 27,44,116,224-226,255,259, 275,356,380,753
Avalon, Dyke d' . . . 43,61,82
Avalon, Formation d' . . . 272,292,753
Avalon, linéament aéromagnétique d' . . . 43
Avalon, plate-forme d' . . . 157,166,200
Avalon, sables d' . . . 106
Avalon, soulèvement d' . . . 94,226,255,260,270,274,275, 280,282,289,292
Avalon, terrane d' . . . 208
Avalon, zone d' . . . 40,44,49,52,73,158,170,286
Ayr Lake, Stade d' . . . 625
ß, horizon . . . 241,389
Baccaro, Membre de (Formation d'Abenaki) . . . 219
Baffin, baie de
discordance . . . 356,362
géologie . . . 348
géologie côtière . . . 352
géologie extracôtière . . . 357
géophysique . . . 350
hydrocarbures . . . 369
modèle d'expansion du fond marin . . . 364
origine . . . 45
paléogéographie . . . 393,394
paléo-océanographie . . . 365
structure de la croûte . . . 348
tectonique . . . 352,365
Baffin, plate-forme nord-est de . . . 9,348,705
hydrocarbures . . . 369
Baffin, plate-forme sud-est de . . . 9,332,348,358,393
hydrocarbures . . . 369,757-766
roches volcaniques . . . 87
stratigraphie quaternaire . . . 590
Baffin, batholite de . . . 315
Baffin Shelf, Drift de . . . 590
Baie-Verte - Brompton, faille de . . . 41
Baleine, banc de . . . 566
Baleine, bassin de la . . . 102,258,259,265,280,289,742
Baleine Sud, sous-bassin de la
hydrocarbures . . . 743-744
sous-bassin . . . 204,213,225,239,243,258,272,280,282,289
Baltimore, cuvette du canyon de . . . 112,131,386,389,390
dyke de lamprophyre . . . 85
modèle d'évolution de marge continentale . . . 50,459- 464,482,484
Banks, Glaciation de . . . 532,614
Banquereau, Le . . . 548,657,671
granulats . . . 787
obstacles au forage . . . 824
Banquereau, Formation de . . . 106,116,129,206,239,274,391
Barachois, Groupe de . . . 163
Barents, plate-forme de . . . 619
Basin and Range, province de . . . 50,421,449,476
Bear, mont sous-marin . . . 84,190
Beaufort, mer de
géomorphologie côtière . . . 685
Beaufort, plate-forme de . . . 617
Bécancour, Formation de . . . 155
Bedford, bassin de . . . 555,699,788,814
Belle Isle, détroit de . . . 704
câble sous-marin . . . 864
Belle Isle, sous-bassin de . . . 163,169
Ben Nevis, Formation de . . . 272,292,298
Ben Nevis, structure . . . 292
Benue, cuvette de . . . 380
Beothuk, dorsale . . . 288,291
Bermuda, Formation de
Membre de Crescent Peaks . . . 241,390
Bermudes, seuil des . . . 569,709
Bjarni, Formation de . . . 106,128,320-327,346,393,758-766
Membre de Snorri . . . 321
Black River, Formation de . . . 767
Blake, anomalie magnétique de l'éperon . . . 387
Blake, dorsale externe . . . 393,464

Blake, escarpement de 464
Blake-Bahama, bassin de 387,404
Blake-Bahama, Formation de 389
Blomidon, Formation de 186,211,770
Bonavista, chenal de 578
Bonavista, plate-forme de 261,272,280,289,753
Bonnet Plume, bassin 619
Bradelle, banc
granulats 788
Brown, banc de 657,673,703
granulats 787
Browns, Moraine de 549
Brunhes, magnétochron de 517
Buchan, cuvette de 358,367,608
Buckland, limite glaciaire de 619
Buctouche, Sables et Graviers de 563,788
Budgell Harbour, gabbro de 81
Burgeo, banc 672
granulats 788
Burin, Moraine de 567
Burin, plate-forme de 203,206,208,227
Burwell, terrane 315
Bylot, bassin de 17
Bylot, discordance de 356,358
$C(J_1)$, réflecteur 388
calédonien, orogène 7
Californie, golfe de la 421,481
Canaries, point chaud des 86
Canso, bassin de 537,555
Canso, dorsale 204,206,740
Canso, Groupe de 99,100,151,161,164,768
canyon médio-océanique du nord-ouest de l'Atlantique
(CMONOA) 16,570,709
Cap Vert, bassin du 390
Cap Vert, point chaud du 86,87
Cape Aston, sables et graviers de 608
Cape Fear, arche de 464
Cape Rouge, Formation de 163
Caraquet, dyke de 82
Carolines, dépression des
modèle d'évolution de marge continentale 464-469
Carson, bassin de . 102,112,124,128,131,258,272,280,285,742
Cartwright, arche de 49,57,61,317,340,346
Cartwright, col de 537,581
Cartwright, Formation de 110,132,320,327-332,759-766
Cartwright, zone de fracture de . . 7,17,49,57,58,60,61,364,424
Cat Gap, Formation de 241,404
Catalina, Formation de 272,292,753
Central, graben 393,406
Chaleurs, baie des 692
Charlie Gibbs, zone de fracture de . . 16,49,52,58,60,259,281,
391,424,431
Chedabucto-Cobequid, zone de failles de . . . 22,52,61,204,208
Churchill, fleuve 697,700
Churchill, Province de 315,354
Codroy, Groupe de 163
Cohasset, structure 731
Collector, anomalie 52,61,72,85
Complexe de la dorsale externe 261,272,753
Conrods, plage 805
Corner, monts sous-marins 86,569
couche sismique 2 241
Cree, Membre de (Formation de Logan Canyon) 234
Crescent Peaks, Membre de (Formation de Bermuda) . 241,390
Cumberland, baie 393
Cumberland, bassin de 315-318,319,340
Cumberland, dorsale 280
Cumberland, Groupe de 99,100,161,768
Cumberland, sous-bassin de 26

Davis, détroit de
basaltes tertiaires 381
origine 45
Davis, hauteur du détroit de 364
Davis Strait, Silt de 590
Dawson Canyon, Formation de 129,196,233,236,241,274,733,734
Membre de Petrel 128,196,236,241,274,740,743
Delta, zone de 40
Disko, île
roches ignées 364
Dorset, zone de plissement de 315
Dover, faille de 49,52,74,424,431
Downing, bassin de 565
Downing, Formation de
Membre de Whale 269
Downing, Silt de 567
Dunnage, zone de 40,41,60,73,170
Dyer, cap
roches volcaniques 340,363
Eastern, haut-fond 567,660,702,703
Eastern Shoals, Formation d' 272,292
Eastmain, estuaire de l' 693-695
Éclipse, cuvette d' 352,356,365
Églefin, chenal de l' 565
Egmont, Sable d' 563
Egret, Membre d' (Formation de Rankin) . . . 270,292,748-750
Eider, Membre d' (Formation de Logan Canyon) 234,274
Eirik, dorsale 17,531,593
Émeraude, banc d'
granulats 787
Émeraude, bassin d' 17,537,555,668,670
Emerald, Silt d' 547,702
écimmérienne, phase tectonique 387
Erik, graben 762,766
espagnole septentrionale, cuvette 381
Esquiman, chenal 561
Essaouira, bassin d' .51,388
Est-Africain, rift 421
eurasien, bassin 381,619
eurasienne, plaque 381
Eureka Sound, Formation d' 356,362,367,406
eurékienne, orogenèse 45
Eurydice, Formation d' 27,102,124,186,208,211,266
Flamand, bassin 129,258
Flamand, bonnet 17,58,60,280,286,291,385,389,395,424,
527,565,829
Flamande, passe 395,565
Flaxman, Membre de (Formation de Gubik) 614
Flétan, chenal du 565
Fogo, bassin 280,282
Fogo, monts sous-marins . . .44,73,84,206,282,424,484,523,569
Ford, baie
roches ignées 320
Fortune Bay, Shale de 105,106,272,299
Foxe, bassin 26,688
Foxe, glaciation de 514
Foxe, zone de plissement de 315
Fram, bassin 619
Freydis, calcaire de 152
Freydis, grès de 152
Freydis, Membre de (Formation de Markland) 321,325-327,358
Fundy, baie de 660,672,682,692-695,702
granulats 787
hydrocarbures 769-770
Fundian, Moraine de 549,561
Galice, banc de 385,389,390
Gander, zone de 40,41,49,73,170
Gascogne, golfe de 381,386,389,390,487
George, île (Î.-P.-É.)
dyke de l' 82
Georges, banc de 177,387,657,673,703
granulats 787
stratigraphie quaternaire 548
Georges, bassin du banc de

basaltes tholéiitiques . . . 49,85,183
discordance de rupture - événement de base . . . 185
géophysique . . . 179
Jurassique précoce et moyen . . . 188
lithostratigraphie . . . 185
marqueur sismique . . . 185
physiographie . . . 43,177
potentiel en hydrocarbures . . . 199
système de vallées axiales . . . 183
tectonique . . . 179
zonation des palynomorphes . . . 189
German, banc
granulats . . . 787
Glooscap, Basalte de . . . 240
Glooscap, système de failles de . . . 859
Gloria, massif . . . 17,593
Goban, éperon . . . 289
Goulet, Le . . . 669,672-673,704
Grand Banc . . . 565
granulats . . . 788
Grand Banc, Queue du . . . 58,61
Grands Bancs de Terre-Neuve
géologie du Quaternaire . . . 565-569
granulats . . . 788
hydrocarbures . . . 741-757
marge transformante des . . . 43,49,58,282,424
plate-forme tempérée (type) . . . 702
sédimentation, enfouissement, subsidence . . . 395
surpressions . . . 826
Grand Banks, Drift de . . . 567
Grand Banks, Sables et Graviers de . . . 565
Great Meteor, point chaud de . . . 87
Great South, chenal . . . 549
Grenville, front de . . . 49,57,424
Grenville, Province de . . . 40,49,62,315,423
grenvillien, orogène . . . 561
grenvillienne, orogenèse . . . 49,365
Groenland
basaltes tholéiitiques . . . 88
carbonatite . . . 87,356
dykes . . . 87,320
filons-couches de kimberlite . . . 87,356
Groenland, mer du . . . 381
Groenland occidental, bassin du . . . 346,369
Groenland occidental, glacis du . . . 603
Groenland occidental, plate-forme du . . . 348,358
groenlando-écossaise, dorsale . . . 406
groenlando-norvégienne, mer . . . 381
Gubik, Formation de
Membre de Flaxman . . . 614
Gudrid, grès de . . . 393
Gudrid, membres de . . . 328-335
Gudrid, Membre supérieur de (Formation de Cartwright) . . . 759-766
Gull, diapir de sel de . . . 743
Gull-Tors Cove, diapir de . . . 243
Gully, Groupe de . . . 243
Halifax, Formation d' . . . 52,61
Hall, moraine de . . . 591
Hamilton, banc . . . 706
Hamilton, éperon . . . 708
Hamilton, inlet . . . 581,699
Hassel, Formation de . . . 356,369
Hatteras, Formation de . . . 241,389,390
Haut-Atlas, Maroc . . . 84
Hawke, col de . . . 741
Hellefisk, Formation de . . . 359,369
Henry Island, Sédiments de . . . 563
Hermitage, faille d' . . . 52
Hibernia, champ pétrolier . . . 501,745
pipelines projetés . . . 863
Hibernia, Formation d' . . . 106,272,292,753
Hibernia, structure . . . 258,292
Hoare Bay, terrane de . . . 315
Hopedale, bassin de . . . 93,106,118,132,315-319,339,760,766
Hopedale, col de . . . 581,708
Hopedale, structure . . . 759
Hopes Advance, cap . . . 586
Horseshoe, bassin . . . 102,129,258,280,289,742
Horton, Groupe de
Carbonifère . . . 769
Dévonien-Permien . . . 151
Formation d'Albert . . . 99
groupe . . . 96,151,159,768
série de Horton Bluff . . . 96
Formation de Memramcook . . . 99
Série de River John . . . 99
Horton Bluff, série de . . . 96
Hudson, baie d'
géomorphologie côtière . . . 688
stratigraphie du Quaternaire . . . 585
Hudson, basses terres de la baie d' . . . 688
Hudson, détroit d' . . . 17,708
Hudson, zone de fracture d' . . . 59,352
Hudson Strait, Till de . . . 578
Humber, zone de . . . 40,73,169
Humber Arm, Supergroupe de . . . 767
Iapetus, océan . . . 7,35,38,169,423
ibérique, Meseta . . . 388
Ibérique, péninsule . . . 379-385,389,390,395,400,401
Ikermiut, Formation d' . . . 358,359,369
Ikit, cuvette d' . . . 617
illinoienne, Glaciation . . . 514
Imarssuak, canyon médio-océanique . . . 593
Iroquois, Formation d' . . . 27,124,190,211-215,266,295,743
Iroquois, structure . . . 243
islandais, point chaud . . . 88
Islande
tillites . . . 531
Islande-Féroé, dorsale . . . 61,531
islando-écossaise, dorsale . . . 527
J, dorsale de l'anomalie . . . 61,73,84,275,282,284,391,424
J_1, réflecteur . . . 191,241
J_2, réflecteur . . . 191,241
J_3, réflecteur . . . 190,191
James, baie . . . 692
géomorphologie côtière . . . 688
Jan Mayen, dorsale . . . 381
Jeanne d'Arc, bassin de
bassin . . . 7,27,93,105,112,114,129,133,200,225
hydrocarbures . . . 292,744-753
sédimentation, enfouissement, subsidence . . . 380
surpressions . . . 826
Jeanne d'Arc, Formation de . . . 105,272,292,753
Kangamiut, Formation de . . . 360,369
Kangamiut, hauteur structurale de . . . 357
Kanguk, Formation de . . . 356,367,369
Kap Farvel (Groenland) . . . 17
Karlsefni, cuvette . . . 581
Keewatin Nord, terrane de . . . 315
Kenamu, Formation de
formation . . . 110,132,326,329,335-341,759,766
Membre de Leif . . . 329,335-338,393,766
Kettle, couches rouges de . . . 102,124
King, cuvette de . . . 381
Knipovich, dorsale . . . 381
Kolbeinsey, dorsale . . . 381
Koukdjuak, Grande plaine de . . . 688
Kringalik, plateau . . . 617
Kugmallit, cuvette . . . 617
Labrador, cuvette marginale du . . . 576
Labrador, discordance du . . . 44,226,356
Labrador, dorsale de la mer du . . . 365,381
Labrador, fosse du . . . 49

Labrador, marge du
basalte . . . 424
courbes de subsidence . . . 476
Labrador, mer du
coulées de basalte . . . 389
géologie du Quaternaire . . . 576-603
horizons de cendres volcaniques . . . 522
ouverture . . . 87
paléogéographie et lithofaciès . . . 391,393
Labrador, plate-forme du
âge . . . 106-111,118
basalte du Crétacé-Tertiaire inférieur . . . 315
courbes de subsidence . . . 46
hydrates de gaz . . . 829
hydrocarbures . . . 757-766
marge cratonique . . . 317
obstacles au forage . . . 824
plate-forme continentale . . . 9,313,315,393,537,705
roches ignées . . . 44,315
sédimentation, enfouissement, subsidence . . . 400
stratigraphie du Quaternaire . . . 537
surpressions . . . 826
Labrador, système du rift du . . . 272
Labrador, talus du . . . 707
Lady Franklin, bassin de . . . 106,118
Lady Franklin, hauteur de . . . 317
LaHave, Argile de . . . 547,702,836
LaHave, bassin de . . . 545,670
LaHave, chenal de . . . 708
LaHave, plate-forme de . . . 51,112,183,190,194,196,199,208, 213,218,221,224,227,228,231,239-241,431,740
modèle d'évolution de marge continentale . . . 457
Lake Mungo, événement magnétique de . . . 522,563
Lancaster, détroit de . . . 17
laramienne, phase tectonique . . . 391
Laurentian, Formation de . . . 240
Laurentien, chenal . . . 9,17,18,565,704,788
Laurentien, cône . . . 17,565,569,570,669,673,708-709,858
Laurentien, sous-bassin . . . 204
Laurentien, zone sismique du talus . . . 859
laurentidien, Inlandsis . . . 7,514,563
Lawrencetown, plage . . . 805
Leif, Membre de (Formation de Kenamu) 329,335-338,393,766
Lemieux, banc . . . 589
Logan Canyon, Formation de
Membre de Cree . . . 234
Membre d'Eider . . . 234,274
formation . . . 105,128,196,226,231-235,241,272,734
Membre de Marmora . . . 234
Membre de Naskapi . . . 128,231-234,272
Shale de Sable (membre) . . . 231-234
Shale de Shortland (membre) . . . 233,241
Lomonosov, dorsale . . . 619
Long Island, plate-forme de . . . 179,182,190,196
Long Range, monts . . . 51
lusitanien, bassin . . . 388
Macasty, Formation de . . . 767
Mackenzie, cuvette de . . . 617
Madeleine, bassin de la . . . 26,41,57,93,149,159,167,170,187,422
hydrocarbures . . . 768-769
Madeleine, bancs de la . . . 565,681
granulats . . . 788
Madère, point chaud de . . . 88
Maine, golfe du . . . 549,672,787
Maine, plate-forme du golfe du . . . 182
plate-forme tempérée (type) . . . 702
Maiolica, Formation de . . . 388
Makarov, bassin . . . 619
Makkaq, Argile de . . . 578,705
Makkovik, banc . . . 705,829
Makkovik, orogène de . . . 35,319
Malagash, Boue de . . . 563
Manitsoq, Formation de . . . 362,368,369
Markland, Formation de
formation . . . 106,129,319-332,759,765,766
Membre de Freydis . . . 321,325-327,358
membres de Gudrid . . . 328-335
Marmora, Membre de (Formation de Logan Canyon) . . . 234
Mason River, Glaciation de . . . 614
Mazagan, plateau de . . . 388
McCoy Brook, Formation de . . . 216
médio-atlantique, dorsale . . . 13,379,381,389,780
Meguma, Groupe de
âge . . . 149,206
groupe . . . 52,149,157,206,789
Formation d'Halifax . . . 52,61
Meguma, zone de . . . 40,41,49,52
Melville, graben de la baie . . . 43,352
Melville, lac . . . 697-700
Memramcook, Formation de . . . 99
Mic Mac, Formation de . . . 105,124,192,216,218,221,226, 729,733,738,740
mi-cimmérienne, phase tectonique . . . 386
Minas, zone de géofracture de . . . 170
Mines, bassin des . . . 552,692-695
Mines, sous-bassin des . . . 26,160
Mingan, Formation de . . . 155,767
Miramichi
estuaire de la . . . 693-695
pollution industrielle . . . 818-821
Misaine, Membre de (Formation d'Abenaki) . . . 218
Mississauga, Formation de . . . 105,124,195,196,204,222-230, 244,272,729,733,734,738,740
Mohawk, Formation de . . . 216,222,224
Mohawk, complexe de grabens de . . . 205
Moheida, dorsale . . . 211,214
Mohican, Formation de . . . 27,124,190,211-215,387,734
Mohican, graben . . . 204,210,238
Mohns, dorsale . . . 381
Mokami, Formation de . . . 110,132,331-336,338,341-344,363
Moncton, sous-bassin de . . . 160
Montagnais, structure . . . 24,204
Montjunto, bassin de . . . 388
Montérégiennes, collines (Qué.)
dykes de lamprophyre . . . 86
Murre, sédiments carbonatés de . . . 386
Nain, banc de . . . 706
Nain, craton de . . . 315
Nansen-Gakkel, dorsale . . . 381
Nares, détroit de . . . 36,45,348,365
Narssarmiut, Formation de . . . 358,369
Nashville, mont sous-marin . . . 84
Naskapi, Membre de (Formation de Logan Canyon) . . . 128, 231-234,272
Nautilus, Shale de . . . 274
néocimmérienne, orogenèse . . . 226
Néo-Écossais, bassin
âge . . . 112
bassin . . . 7,50,93,112,133,177
discordance de rupture . . . 211
géophysique . . . 431
hydrocarbures . . . 249
lithostratigraphie . . . 206
modèle d'évolution de marge continentale . . . 454
potasse . . . 208
sédimentation, enfouissement, subsidence . . . 395
socle . . . 206
surpressions . . . 245
structure . . . 242
tectonique . . . 200
Néo-Écossaise, marge
évolution thermique . . . 491-500
Néo-Écossaise, plate-forme
courbes de subsidence . . . 46

écoulement géostrophique . . . 657
granulats . . . 787
histoire glaciaire . . . 558
hydrocarbures . . . 249,729-741
plate-forme continentale . . . 9
plate-forme tempérée (type) . . . 702
roches ignées . . . 85
stratigraphie du Quaternaire . . . 547
surpressions . . . 826
Néo-Écossais, talus et glacis . . . 537,570,708,709
Nord-Est, chenal . . . 17,673,703
North Mountain, Basalte de . . . 43,61,82,184,211,216,240,547
Northumberland, détroit de . . . 563,691
norvégienne, plate-forme . . . 389
Notre Dame, sous-bassin de . . . 163,169
Nouvelle-Angleterre, chaîne de monts de la . . . 84,86,179,183, 185,206,569,780
Nouvelle-Angleterre, province ignée de la côte de la . . . 82
Nova Scotia, Groupe de . . . 226
Nugssuaq, Shale de . . . 394
Nukik, Formation de . . . 369
«O», marqueur . . . 195,196,222,227-231,241
Okak, arche d' . . . 42,317,322,338,340
Orphan, bassin . . . 17,46,49,58,60,72,259,288,394,470,578
courbes de subsidence . . . 46
Orphan, dôme . . . 17,44,72,156,275,280,288,394,424,470,593
Orphelin, banc de l' (Orphan)
granulats . . . 788
Orpheus, anomalie . . . 22,424
Orpheus, graben . . . 43,49,52,85,124,149,204,208,225,234,244
Osprey, évaporites d' . . . 102,124
Osprey, Formation d' . . . 266
pan-africain, cycle orogénique . . . 40
Pangée . . . 7,183,274,379
Panthalassa, superocéan . . . 379
Penny, calotte glaciaire . . . 605
Petit Âge glaciaire . . . 697,699
Petrel, Membre de (Formation de Dawson Canyon) . . . 128,196, 236,241,274,740,743
Pictou, Groupe de . . . 99,100,157,161,168,768
Placentia, Argile de . . . 567
Plantagenet, Formation de . . . 241
Polaire, mer . . . 386,387,390
Pomquet, Drift de . . . 563
Primrose, structure (diapir de sel) . . . 243,499,733
province à tholéiite continentale de l'Est de l'Amérique du Nord . . . 82
province des crêtes sédimentaires . . . 65,204,243
province diapirique du talus . . . 65,204,211,224,240, 242,282,386,422
province doléritique nord-américaine . . . 82
province ignée de la côte de la Nouvelle-Angleterre . . . 82
province ignée du mont White . . . 84
province ignée du Québec et de la Nouvelle-Angleterre . . . 86
Pugwash, Boue de . . . 563
Qeovik, Silt de . . . 559,578
Queue du Grand Banc . . . 58,61
R_4, réflecteur . . . 392,394,400
Rankin, Formation de
Membre d'Egret . . . 270,292,748-750
Red Head, Till de . . . 547,558
Resolution Island, résidu de déflation de . . . 591
Reykjanes, dorsale . . . 381
Rhénan, fossé . . . 481
River John, Série de . . . 99
Riversdale, Groupe de . . . 151,161,768
Rockall, banc de . . . 406
Rockall, cuvette de . . . 381,389,390
Rockall, plateau de . . . 484
Romaine, Formation de . . . 767
Rose Blanche, banc de la
granulats . . . 788
Roseway, unité . . . 230
Rouge, mer . . . 421,481
Rupert, baie de . . . 692-696
Sable, banc de l'île de . . . 532,548,672,703
granulats . . . 787
Sable, île de
Sable, Shale de (membre de la Formation de Logan Canyon) . . . 231-234
Sable, sous-bassin de . . . 128,131,204,215,217,222,223,231,238, 240,243,733,736-739
Sable Island, Sables et Graviers de . . . 548,702,787,835
Sackville, éperon . . . 17,289,393
Saglek, banc . . . 705
Saglek, bassin de . . . 17,93,106,118,129,132,315-318,340,766
Saglek, Formation de . . . 110,132,335,344,345
Saglek, Glaciation de . . . 584
Saguenay, fjord du . . . 693,700-702
Saint-Laurent, estuaire du . . . 693-695
Saint-Laurent, golfe du
géologie du Quaternaire . . . 561
granulats . . . 788
hydrocarbures . . . 766,767
plate-forme tempérée (type) . . . 702
sables ferrifères . . . 792
Saint-Laurent, plate-forme du . . . 149,169
Saint-Laurent, promontoire du . . . 49
Saint-Pierre, banc de . . . 566,670
granulats . . . 788
Saint-Pierre, cuvette de . . . 565
Saint-Pierre, talus de . . . 570
Sainte-Anne, banc de
granulats . . . 788
Sambro, banc
granulats . . . 787
Sambro, Sable de . . . 547,702,787
Sangamonien, interglaciaire . . . 632,681
Scatarie, dorsale . . . 204,208
Scatarie, Membre de (Formation d'Abenaki) . . . 218
Scots Bay, Formation de . . . 216,770
Scott, inlet . . . 609
Scott, cuvette de . . . 358,362,369
Shearwater, diapir de . . . 243
Shelburne, Dyke de . . . 43,61,82,184
Shelburne, sous-bassin de . . . 183,194,196,204
Shetland occidental, bassin du . . . 390
Shortland, Shale de (membre de la Formation de Logan Canyon) . . . 233,241
Silver Sands, plage . . . 804
Sioraq, Sable de . . . 581,705
Smackover, Formation de . . . 388
Snorri, Membre de (Formation de Bjarni) . . . 321
Sohm, plaine abyssale . . . 16,84,569,575,708-709,838-858
South Bank, hauteur de . . . 280,282,291,742
South Mara, unité de . . . 274
South Mountain, batholite de . . . 206
South Venture, structure . . . 246
St. Anthony, bassin . . . 26,163,169,280,289,291,576
St. George, Groupe de . . . 767
Stony Creek, champ de pétrole et de gaz de . . . 768
Supérieur, Province du lac . . . 62
Svalbard . . . 381,386,387
Sverdrup, bassin de . . . 356,387,390,609,829,847
Sydney, bassin de . . . 26,57,162,168
taconique, orogenèse . . . 40,41,259
Tage, plaine abyssale du . . . 380
Tarfaya, bassin de . . . 388,389
Tchouktche-Kara, plate-forme de . . . 619
Terre-Neuve, bassin de . . . 16,284,391
Terre-Neuve, chaîne de monts de . . . 44,61,84,275,282,424,780
Terre-Neuve, dorsale de . . . 44,58,84,282,390,424,593
Terre-Neuve, plate-forme nord-est de
géologie du Quaternaire . . . 576

hydrates de gaz 829
hydrocarbures 741-757
plate-forme 9,44,118,393,522,565
Terre-Neuve, talus nord-est de 537,708
Terre-Neuve, zone de fracture de 259,269,275,282
Terre-Neuve Est, bassin de
bassin 93,118,132,210,258,259,274,275,280
hydrocarbures 753-757
Téthys, mer de 43,183,379,380,386-388,391,401-405
téthysien, domaine 112
Thebaud, structure 246,729
Thomsen, Glaciation de 614
thuléenne, province volcanique 88
Tingmiark, plateau de 617
Tiniktartuq, Silts et Argiles de 591
Tojeira, Formation de 388
Torngat, orogène de 315
Trenton, Groupe de 155,767
Trou de la Baleine, bassin du 565
Truxton, Moraine de 549,561
Truxton Swell, massif 549
Tyrrell, Mer de 549
Ungava, baie d' 692-695
Ungava, faille transformante d' 15,59,60,341,352,365
Utica, Shale d' 767
Vauréal, Formation de 155,767
Venture, structure 246
gisement, champ 497,501729
Verrill, canyon 708
Verrill Canyon, Formation de 124,194,216,221,227,231,498
733,734,737,743
Vert, banc à 566
granulats 788
Viking, graben 393,406
Virgin, hauts-fonds 567
Vogel, mont sous-marin 84
Voring, plateau de 449,484
Voyager, Formation de 270
Wealden, faciès de 389
West Sable, structure 499
Western Bank, Groupe de 216
Whale, Membre de (Formation de Downing) 269
White, province ignée du mont 84
Whiterose, Sable de 272
Windsor, Groupe de 99,100,151,163,164,768
Wisconsin, Glaciation du 614
Wolfville, Formation de 186,211,770
Wyandot, Formation de
formation 129,198,237-241,274,733
Groupe de Gully 235
Yarmouth, arche de 42,43,181,190

INDEX DES AUTEURS

Adams, J. 851-860
Aksu, A.E. 517-523,544,601-603,609-614
Amos, C.L. 653-723
Ascoli, P. 91-143
Balkwill, H.R. 311-374
Barrie, J.V. 702,705-706,838-842
Barss, M.S. 91-143
Beaumont, C. 421-509
Bell, J.S. 21-22,147-173,727-772,825-828
Blasco, S.M. 617-619
Bonham-Carter, G. 377-417
Brown, J.D. 831-838
Buckley, D.E. 575,706-708,709-710,813-822
Bujak, J.P. 91-143
Campbell, G.R. 727-772
D'Anglejan, B. 692-695
Dalrymple, R.W. 671-675
Davidson-Arnott, R. 689-692
Davies, E.H. 91-143
Fader, G.B.J. 511-652,702-705,773-794,863-864
Fensome, R.A. 91-143
Gillie, R. 677-689
Gradstein, F.M. 377-417
Grant, A.C. 253-309
Guigné, J. 864-866
Hale, P.B. 773-794
Hardy, I.A. 589-593
Harper, J.R. 677-689
Haworth, R.T. 33-90
Hill, P.R. 617-619,637-638,656-659,706-709
Hodgson, D.A. 614-617
Howie, R.D. 147-173
Huntley, D.A. 675-677
Jansa, L.F. 377-417
Jones, I.G. 828-831
Josenhans, H.W. 511-652,705-706,838,864-866
Judge, A.S. 828-831
Keen, C.E. 33-90,421-509
Keen, M.J. 5-32,80-90,655-656,797-883,887-892
Klassen, R. 582-589
Lewis, C.F.M. 593-596,627-632,797-883
Loncarevic, B.D. 33-90
MacLean, B. 311-374,511-652
MacLean, B.C. 200-252
McAlpine, K.D. 253-309,825-828
McMillan, N.J. 80-90,311-374,824-825
Moran, K. 28,851-860
Mudie, P.J. 511-652
Myers, R.A. 596-601
Noguera, V.H. 825-828
Pasho, D.W. 773-794
Pe-Piper, G. 80-90
Pelletier, B.R. 614-617
Piper, D.J.W. 5-32,80-90,511-652,706-708,851-860
Praeg, D. 586-591,607-609
Reid, I. 33-90,851-855
Ross, D.I. 864-866
Srivastava, S.P. 311-374,377-417
Stam, B. 377-417
Syvitski, J.P.M. 605-607,692-702
Taylor, B.B. 665-671,861-863
Taylor, R.B. 656-659,677-689,800-809,809-813
Vilks, G. 511-652
Vincent, J.-S. 614-617
Wade, J.A. 175-252,825-828
Williams, G.L. 91-143,311-374
Williams, H. 33-90
Williamson, M.A. 91-143,377-417
Woodside, J. 33-90
Woodworth-Lynas, C.M.T. 842-851